Paläomagnetische Untersuchungen an altpaläozoischen Diabasen und Pillow-Laven aus dem Frankenwald in Nordost-Bayern

In-Soo Kim

1981

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41546818_0022

Paläomagnetische Untersuchungen an altpaläozoischen Diabasen und Pillow-Laven aus dem Frankenwald in Nordost-Bayern

Inaugural-Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Fakultät für Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

vorgelegt
von
In-Soo Kim
aus Korea

Juli 1981

Gedruckt mit Unterstützung des Deutschen Akademischen
Austauschdienstes (DAAD)

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Berichterstatter: Prof. Dr. H. Soffel
2. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister

Tag der mündlichen Prüfung: 5. August 1981

DISSERTATIONS - UND FOTODRUCK FRANK GmbH
8000 München 2, Gabelsbergerstraße 15, Tel. 2809090

Meiner Frau Yang-Suk

INHALTSVERZEICHNIS

1. Einleitung ..... S. 1

1.1 Allgemeine Betrachtung ..... S. 1
1.2 Stand der Forschung und Aufgabenstellung . S. 2
1.3 Geologie des Untersuchungsgebietes ..... S. 5

1.3.1 Allgemeine Geologie ..... S. 5
1.3.2 Vulkanismus, Tektonik ..... S. 9

2. Probenentnahme, -herstellung und -bezeichnung . S. 13

3. Paläomagnetische Untersuchungen ..... S. 17

3.1 Natürliche remanente Magnetisierung (NRM) S. 17

3.1.1 Meßinstrument und -methodik ..... S. 17
a) Meßinstrument ..... S. 17
b) Schema der Messungen ..... S. 21
3.1.2 Intensitäten der NRM (J_{NRM}) ..... S. 25
3.1.3 Richtungen der NRM ..... S. 29

3.2 Charakteristische remanente Magnetisierung (CARM) ..... S. 42

3.2.1 Methodik zur Ermittlung der CARM .. S. 42

3.2.1.1 Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 43
3.2.1.2 Thermische Entmagnetisierung ..... S. 47
3.2.1.3 Auswahl der optimalen Feldstärke bzw. Temperatur ... S. 50
a) Entmagnetisierungskurve ..... S. 51
b) Stereographische Projektion (Stereogramm) ..... S. 52
c) Orthographische Projektion (Zijderveld-Diagramm) ..... S. 52

3.2.2 Apparaturen zur Entmagnetisierung . S. 55

3.2.2.1 Apparatur zur Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 55
a) Apparat des Instituts ..... S. 55
b) Apparat der Firma Highmoor (England) ..... S. 56
3.2.2.2 Apparatur zur thermischen Entmagnetisierung ..... S. 56

3.2.3 Entmagnetisierung der einzelnen Vorkommen und ihre Ergebnisse ..... S. 57

3.2.3.1 Blechschmiedhammer (BL) .... S. 57
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 57
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 62
c) Diskussion der Entmagnetisierungskurven und Differenzvektoren (DV) ..... S. 67
3.2.3.2 Naila (NA) ..... S. 72
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 72
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 77
c) Diskussion der Differenzvektoren ..... S. 79
3.2.3.3 Köditz (K) ..... S. 84
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 84
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 89

c) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 94
d) Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung ..... S. 100
3.2.3.4 Rothenbürg (RO) ..... S. 102
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente. S. 102
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 105
3.2.3.5 Dürrenwaid (D) ..... S. 110
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente S. 110
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 114
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 116
3.2.3.6 Feilitzsch (F) ..... S. 122
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente. S. 122
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 126
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 128
3.2.3.7 Hof-Bad (HB) ..... S. 131
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente S. 131
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 134
c) Differenzvektoren ..... S. 137
d) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 139

3.2.3.8 Hofeck (HO) ..... S. 141
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 141
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 146
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 147
3.2.3.9 Weidesgrün (W) ..... S. 150
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 150
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 155
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 156
3.2.3.10 Bad Steben (BS) ..... S. 158
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 158
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 162
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 163
3.2.3.11 Hof (H)
a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 167
b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 172
3.2.3.12 Langenbach (L)
a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 175

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung ..... S. 178
c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 181
3.2.3.13 Neutauperlitz (NT) ..... S. 182
a) Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierungs-Experimente .... S. 182
3.2.3.14 Erbsbühl (ER)
a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 183
b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 187
3.2.3.15 Haidt (HD)
a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 189
b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente ..... S. 192

3.3 Resultat der paläomagnetischen Untersuchungen und Diskussion ..... S. 194

4. Gesteinsmagnetische Untersuchungen ..... S. 204

4.1 Anfangssuszeptibilität (χa) und Königsberger'scher Q_n-Faktor ..... S. 204

4.1.1 Definition und Meßinstrumente ..... S. 204
a) Anfangssuszeptibilität ..... S. 204
b) Königsberger'sche Q_n-Faktoren .... S. 204
4.1.2 Meßergebnisse ..... S. 205
a) Anfangssuszeptibilität ..... S. 205
b) Königsberger'scher Q_n-Faktor ..... S. 208

4.2 Thermomagnetische Untersuchungen ..... S. 208

4.3 Erzmikroskopische Beobachtungen ..... S. 224

5. Zusammenfassung ..... S. 232

Literaturverzeichnis ..... S. 235
Danksagungen
Lebenslauf

1. Einleitung

1.1 Allgemeine Betrachtung

In den sechziger Jahren dieses Jahrhunderts durchliefen die Geowissenschaften eine tiefgreifende Veränderung: Von der fixistischen kam man zur mobilistischen Sicht der Erde. Die mit dem Wort "Plattentektonik" ausgedrückte Vorstellung von der mobilen Erdkruste führte die einzelnen geowissenschaftlichen Disziplinen näher zusammen und führte dazu, daß viele bisher nur schwer erklärbare geologische Erscheinungen jetzt besser verstanden werden können.

Diese Plattentektonik ist als eine Modifikation und Weiterentwicklung der Wegenerschen Kontinentalverschiebungs-Theorie anzusehen.
Bei der Entwicklung der Plattentektonik aus der Kontinentalverschiebungs-Theorie spielte der Paläomagnetismus von Anfang an die bedeutendste Rolle: Runcorn et al. (s. Runcorn 1962) konnten zum ersten mit den scheinbaren Polwanderungskurven von Europa und Nordamerika eine Kontinentalverschiebung zwischen beiden Blöcken quantitativ belegen. Diese Deutung brachte die damals nur noch gelegentlich diskutierte Wegenersche Theorie wieder ins Bewußtsein zurück und belebte sie neu.
Die Vorstellung der Kontinentaldrift wurde durch die Rekonstruktion von Bullard et al. (1965), und schließlich durch Arbeiten amerikanischer Geologen (Hess 1962, Wilson 1965, Morgan 1968) und Geophysiker (McKenzie & Parker 1967, Le Pichon 1968, Isacks et al. 1968) mit petrologischen, geotektonischen und seismologischen Methoden zusätzlich gestützt.
Aufbauend auf den Kenntnissen über die Umkehrungen des Erdmagnetfeldes (s. Cox 1973) führten detaillierte Untersuchungen der magnetischen Anomalien der Ozeanböden zu quantitativen Aussagen über die Entwicklungsgeschichte der Ozeane und über die Driftwege bzw. -Geschwindigkeit der heutigen Kontinente (Vine & Matthews 1963, Vine 1966, Heirtzler et al. 1968), so daß die plattentektonische Aktivität bis 170 Ma allgemein akzeptiert wird.

Heutzutage ist die Frage, ob diese plattentektonischen Schollenbewegungen auch in der Zeit vor 170 Millionen Jahren stattgefunden haben, und zwar sowohl im Paläozoikum (Irving 1977, 1981) als auch im Präkambrium (Dewey 1975, McElhinny 1977). Da dieser Zeitraum nicht mehr durch die ozeanischen Anomalien erfaßt werden kann, ist eine weitere Rolle des Paläomagnetismus zu erwarten. Die Rekonstruktion der damaligen Krustenbewegungen geschieht über die Erstellung von Polwanderungskurven aus den Polpositionen verschiedener Alter. Diese sind aber für diese weit zurückliegenden Zeiten noch ungenügend bekannt.

Insbesondere für Europa ist die Polwanderungskurve lediglich etwa bis zum Karbon gut gesichert. Das Altpaläozoikum vom Devon ab ist bisher in unbefriedigender Weise untersucht worden und auch die vorliegenden Daten sind noch umstritten, wie wir im nächsten Abschnitt sehen werden.

1.2. Stand der Forschung und Aufgabenstellung

Bei der Betrachtung der altpaläozoischen Polpositionen von Europa steht die Devonische Pollage im Vordergrund des Interesses. Zum einen, weil sie den Anschluß bildet an die gut gesicherte Karbon-Pollage und damit für das gesamte Altpaläozoikum eine Schlüsselstellung einnimmt, zum anderen weil sie umstritten ist: Wie weiter unten noch ausgeführt werden wird, besteht der vielfach begründete Verdacht, daß die devonischen Gesteine von Europa und Nordamerika generell in die Richtung des Karbon/Perm-Feldes remagnetisiert worden sind (Creer 1968). Wenn das der Fall ist und nachgewiesen werden kann, so ist das auch zwangsläufig von großem Einfluß auf die paläomagnetischen Daten von noch älteren Gesteinen.

Ursprünglich leitete Creer (1957) aus den Old-Red-Sandsteinen von South Wales (Anglo-Welsh Sedimente) erste devonische Polpositionen für Europa (DI: 39° N 155° E) ab. Diese Pollage wurde durch die Untersuchungen zahlreicher sowjetischer Autoren an Sedimenten (Linkóva 1960, Vlassov et al. 1961, Kruglyakova 1961, Popova 1963, Vlassov & Kovalenko 1963, Chramov 1967) und an

Effusiva (Russinov & Sholpo 1962) bestätigt, so daß sie lange Zeit unbestritten als die europäische devonische Polposition angesehen wurde.

Andererseits zeigten die Untersuchungen von Stubbs (1958) an 16 unterdevonischen Laven vom Midland Valley in Schottland eine vollkommen unterschiedliche Pollage (DII: 10° S 141° E). Das stellte die Pollage DI von Creer in Frage.
Somit führten Chamalaun & Creer (Chamalaun & Creer 1963, 1964, Chamalaun 1964) daraufhin detaillierte thermische Entmagnetisierungs-Experimente an denselben Old-Red-Sandsteinen der Anglo-Welsh Sediments durch und äußerten den Verdacht, daß das Magnetisierungsalter dieser Sandsteine jünger als das Gesteinsalter ist. Sie konnten bei diesen Experimenten eine sehr stabile Remanenz-Komponente mit einer höheren Blockungstemperatur (> 600° C) isolieren und erhielten für diese eine mittlere Pollage (2° S 117° E), die näher bei der von Stubbs ermittelten Position (DII) liegt.
Weitere Untersuchungen an den unterdevonischen Sedimenten von Cwmbran/South Wales (Creer 1964) und an gleichaltrigen Andesiten von Cheviot Hills an der schottischen Grenze erbrachten wiederum die DII-Pollage (s. Embleton 1970).
Weil die DI-Pollage weitgehend mit der permokarbonischen von Europa übereinstimmt, und weil die DII-Pollage eine der Wegenerschen Vorstellung ähnliche paläogeographische Rekonstruktion eher ermöglicht als die DI-Pollage, stellten Chamalaun und Creer die Hypothese von der generellen permokarbonischen Remagnetisierung der europäischen, westrussischen und nordamerikanischen Gesteine auf (Creer 1968). Danach sei die DI eine im Permokarbon remagnetisierte und die DII eine echte devonische Pollage von Europa.
Weitere Untersuchungen an zehn schottischen unterdevonischen Laven aus Argyllshire (Lorne Plateau) und im Midland Valley von Creer & Embleton (1967) und Embleton (1968) ergaben eine mittlere Pollage von 1° N 121° E und sicherten damit offensichtlich die Ergebnisse der britischen Autoren und die Remagnetisierungshypothese ab.

Norwegische Paläomagnetiker bezweifeln aber die Richtigkeit der britischen DII-Pollagen, weil die Hochtemperatur-Komponente bei den thermischen Experimenten von Chamalaun & Creer nicht als stabil angesehen werden könne (Van Hilton 1965, Storetvedt 1967a, Storetvedt et al. 1968). Weiterhin stellen sie die Ergebnisse aus Cheviot Hill in Frage, zumal bei diesem Probenort komplizierte thermische Ereignisse zu vermuten seien (Storetvedt 1967a). Nach den Untersuchungsergebnissen von Storetvedt & Halvorsen (1968) ist die sehr stabile NRM in Wirklichkeit aus zwei thermisch fast gleich stabilen antiparallelen Komponenten zusammengesetzt, und die Richtung der stabilsten Komponente ergibt eine Pollage, die von DII erheblich abweicht und diese damit in Frage stellt. Stattdessen behauptet Storetvedt (1967a, 1970), daß die norwegischen Daten vom Ringerike-Sandstein aus dem Untersilur (21° N 159° E), vom Røragen-Sandstein aus dem Unter- bis Mitteldevon (19° N 160° E) und vom Kvamhesten-Sandstein aus dem Mitteldevon (22° N 170° E) die echten altpaläozoischen Pollage für Europa repräsentieren. Außerdem seien sie mit den russischen Daten in besserer Übereinstimmung.

Die vehemente Kritik der norwegischen Schule an den britischen Daten veranlaßte McMurry (1968, 1970) zu umfangreichen Untersuchungen an den von Stubbs untersuchten Lokalitäten (Midland Valley in Schottland). Dabei gewann er aus 26 Laven eine mittlere Pollage von 1.3° S 145° E, welche in einer guten Übereinstimmung mit dem von Stubbs ermittelten Wert steht. Die Zuverlässigkeit seiner Daten wird durch Nachweis unterschiedlicher Polarität und einen positiven Faltungstest belegt. Darüberhinaus bestätigen aber noch weitere britische Untersuchungen, wie die von Briden (1970) an schottischen Gesteinen (Arrochar Complex bzw. Garabal Hill- Glen Fyne complex) (8° N 144° E bzw. 5° N 146° E), die von Sallomy & Piper (1973) an unterdevonischen Laven des Midland Valley sowie des Arrochar Complexes (5° N 140° E bzw. 4° N 140° E), die von Briden & Morris (1973) an Borrowdale Vulkaniten (9° N 176° E) und von Morris et al. (1973) an Knocknaveen Gruppen/Eire

(2° N 147° E bzw. 3° N 143° E) die Zuverlässigkeit der von Creer & Embleton (1967) sowie McMurry (1968, 1967) ermittelten Pollagen für das Obersilur/Unterdevon (Briden et al. 1973). Außerdem unterscheidet sich die Pollage von Briden & Piper (1973) (0° N 145° E) nur wenig von den von Creer (1970) und McElhinny & Briden (1971) angegebenen Werten.

Dem ist wieder entgegenzuhalten, daß durch die Bullard-Rekonstruktion (Bullard et al. 1965) und der Vergleich mit der nordamerikanischen Polwanderungskurve (Hospers & Van Andel 1970) wieder eher der Devonische Pol von Storetvedt favorisiert wird.

Man sieht also, daß das Problem der altpaläozoischen Pollage recht kompliziert ist. Ihre genaue Bestimmung ist aber eine unumgängliche Notwendigkeit für die Erweiterung unserer Kenntnisse von den tektonischen Vorgängen des paläozoischen Europas (s. z.B. Schmidt 1977, Jones et al. 1979). Da die bisherigen Daten weitgehend aus Nord- und Nordwesteuropa stammen, schien ein Vergleich mit Mitteleuropäischen Daten notwendig zu sein auch um die Frage zu klären, ob die Unterschiede der Pollagen durch regionale Effekte bedingt sind und ob die permokarbonische Remagnetisierung ein verbreitetes Phänomen ist. Die Devonischen magnetischen Gesteine aus dem Frankenwald/ Nordost-Bayern erschienen für diese Art paläomagnetischer Untersuchungen als geeignet. Die Aufgabe dieser Untersuchungen sollte daher sein, weiteres Datenmaterial aus den altpaläozoischen Gesteinen von Mitteleuropa zu liefern und mit den bisher vorliegenden Resultaten zu vergleichen.

1.3 Geologie des Untersuchungsgebietes

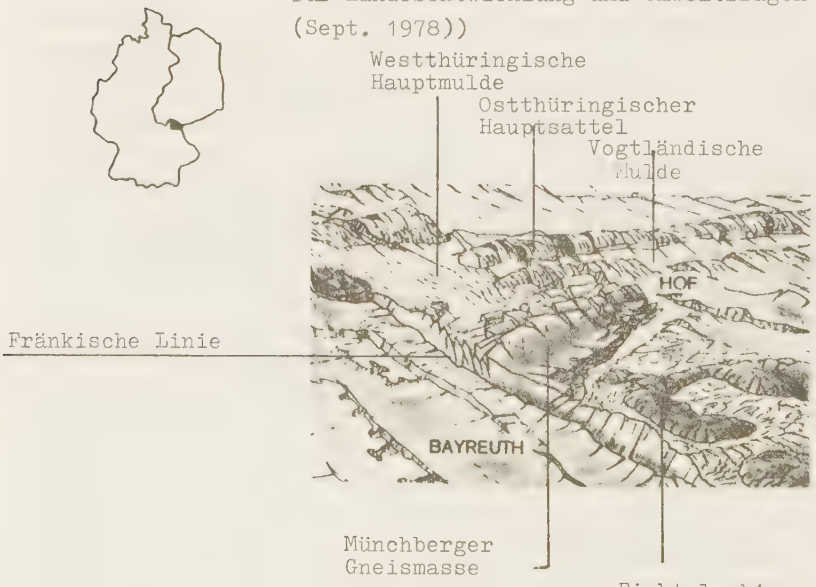
1.3.1 Allgemeine Geologie

Das Untersuchungsgebiet "Frankenwald" (Abb. 1.1) ist der Saxothüringischen Region des Variskischen Gebirges zugeordnet. Der Frankenwald bildet die herausgehobene südöstliche Fortsetzung der Thüringischen Hauptmulde und die südwestliche

Fortsetzung der Vogtländischen Mulden (s. Abb. 1.1.a). Er gehört also gemeinsam mit dem Fichtelgebirge den inneren Zonen des breiten Variskischen Faltungsgürtels an. Aus der Geosynklinale des Frankenwaldes und des Ostthüringischen Schiefergebirges heben sich eine Reihe von tektonischen Großformen in der Abbildung 1.1.a heraus. Sie wurden bei der Sudetischen Hauptphase der Variskischen Orogenese (s. Tab. 1.1) epirogen angelegt, ihre erste Anlage fällt z.T. schon in die Devonzeit (Wurm 1962).

Durch Altersbestimmung mittels Fossilien weiß man heute, daß sich das in diesem Gebiet verbreitete Altpaläozoikum von dem

Abb. 1.1.a Überblick auf das Untersuchungsgebiet (nach GEO-Report vom Byerischen Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen (Sept. 1978))



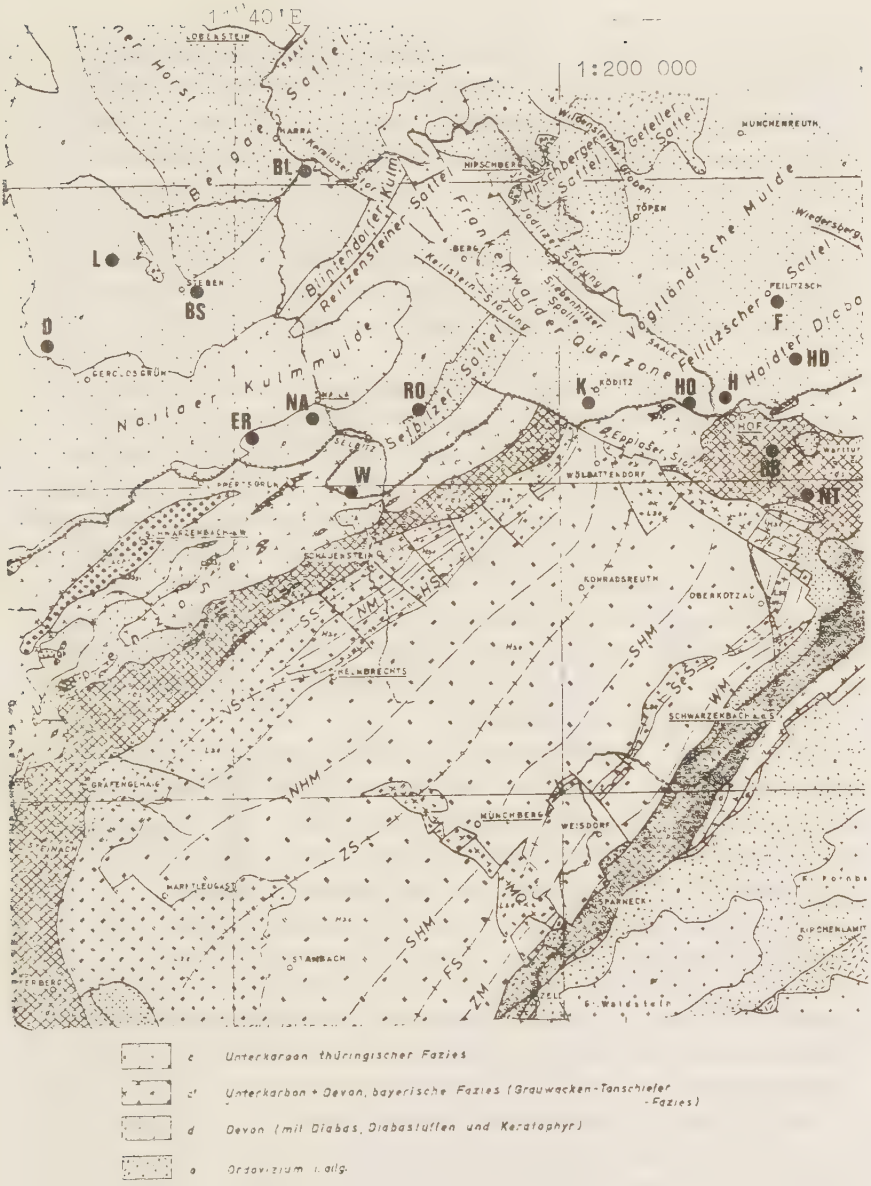


Abb. 1.1.b Geologie des Untersuchungsgebiets (aus Wurm 1961) und die Probenorte

unteren Mittelkambrium bis ins Unterkarbon erstreckt. Dies entspricht dem Zeitraum von ungefähr 540~325 Ma. Das Paläozoikum dieses Gebiets ist in der Hauptsache anchi- bis epizonal-metamorph überprägt. Die häufigsten Gesteine sind verschiedenartige Schiefer, Kalke, Grauwacken, Konglomerate, Diabase, Diabastuff, Tuffit und Keratophyre. Sie sind im Geosynklinalmeer entweder als Produkte eines explosiven Vulkanismus oder als Abtragungsmaterial der Inselbögen (Greiling 1966, v. Horstig 1964) abgelagert worden.

Im nordwestlichen Frankenwald entspricht die Schichtfolge weitgehend der des benachbarten Thüringischen Schiefergebirges und man spricht daher nach Wurm (1925) von Thüringischer Fazies.
Im Südosten und Südwesten, in der nordwestlichen Umrandung der Münchberger Gneismasse, tritt als eine andere Schichtfolge die sog. Bayerische Fazies auf, die sich durch mehrere Störungen und Schichtlücken, und geringere Mächtigkeit von der Thüringischen Fazies unterscheiden läßt. Wurm hat diese für eine Sonderausbildung im Gegensatz zu der normal ausgebildeten Thüringischen Fazies angesehen.
Die Bayerische Fazies bildete bis gegen Ende des Unterkarbon (Dinantiums) das Deckgebirge der Münchberger Gneismasse, und wurde bei der Variskischen Hauptfaltung von dieser abgeschert und auf die Thüringische Fazies aufgeschoben. Dadurch ist heute die Grenze der beiden Faziesbereiche meistens als Überschiebung ausgebildet und der Zustand vor der Faltung wird weitgehend verschleiert.

Als ein wichtiges regionales Ereignis wurde die Münchberger Gneismasse während der Variskischen Faltung immer höher herausgequetscht und in der Schlußphase nach Südosten und Nordwesten auf das Schiefergebirge überschoben. An den Grenzen umfangreicher stoffverschiedener Komplexe entstand damit eine große Überschiebungszone (v. Horstig 1964). Das Gebiet der Bayerischen Fazies nordwestlich der Gneismasse wird deshalb Schuppenzone genannt.

Die eigentliche Münchberger Gneismasse ist durch eine Querzerlegung in einzelne Schollenstreifen aufgegliedert, die unterschiedlicher Hebung und Senkung unterlagen. Dies soll aber hier nicht weiter besprochen werden.

1.3.2 Vulkanismus, Tektonik

Die tektonische Lage der Gesteine im Frankenwald ist ziemlich kompliziert, weil es im Verlauf der langen geologischen Geschichte zu mehrfachen und verschiedenartigen Verformungen der Erdkruste in diesem Raum gekommen ist (s. Tab. 1.1). Das Folgende ist eine vereinfachte Zusammenfassung der vulkanischen Ereignisse und der Faltungsgeschichte dieses Gebietes und basiert hauptsächlich auf den Arbeiten von v. Horstig (1964).

Die vulkanischen Kräfte waren vom Ordoviz bis zum Anfang des Unterkarbons praktisch in allen Formationen tätig und zeigten im tiefen Oberdevon einen gewaltigen Höhepunkt (= Postdiabasvulkanismus der Reussischen Phase). Die Faltung begann ebenfalls im Ordoviz und dauerte bis ins Unterkarbon fast ununterbrochen kontinuierlich, aber zyklisch, als synsedimentärer Vorgang an (Gräbe 1962, Walliser 1980). Bis gegen Ende des Silurs blieb jedoch die Faltungsaktivität verhältnismäßig bescheiden, so daß die kaledonische Gebirgsfaltung an der Wende Silur/Devon in der Bayerischen Fazies nur wenig zu spüren ist.
Im Gegensatz zu dieser milden Faltungsaktivität gab es in diesem Zeitintervall im Gebiet der Bayerischen Fazies Vulkanismus und Magmatismus: Im Ordoviz erhoben sich größere Diabas- und Keratophyr-Vulkane aus einem Flachmeer der Randschieferserie, und sie förderten Diabase, Diastuffe, Quartzkeratophyrtuffe und auch andere vulkanische Gesteine (Wurm 1962). Jedoch unterscheiden sich die mächtigen Diabase und Keratophyre aus dem Ordoviz, die in diesem Gebiet zu finden sind, nicht von den Oberdevonischen Vulkaniten und ein Teil der ins Ordoviz gestellten Körper ist mit Sicherheit erst im Oberdevon intrusiv eingedrungen (v. Horstig 1964).

Tab. 1.1 Übersicht des Vulkanismus und Tektonik des Untersuchungsgebietes

System (Formation)	Serie	Vulkanismus, Magmatismus		Faltungsphasen	
		Thüringische Fazies	Bayerische Fazies	Thüringische Fazies	Bayerische Fazies
Karbon	Unterkarbon (Dinantium)	Keratophyrtuff	Qz-Keratophyr Keratophyrtuff	Variskische Hauptfaltung (Sudetische Phase)	
				Nassauische Phase	
(345) Devon	(Ber	Keratophyr Diabase Diabastuffe Pikrit	Diabastuff Diabas Diabastuff	Postdiabasphase	Frankonische Phase
	Mittel			Reussische Phase	
	Unter				Schwache kaledonische Bewegungen
(395) Silur		Diabastuff Diabastuff	Diabas Diabastuff Diabastuff Tuffit		
(430) Ordoviz		Hirschberger Granit, Diabas, Diabastuff	Qz-Keratophyrtuff Keratophyre, Diabase, Diabastuff, Tuff		
(500) Kambrium	Ober				
	Mittel				
	Unter				

Im Silur erlebte wiederum das Gebiet der Bayerischen und auch der Thüringischen Fazies den Höhepunkt eines explosiven Vulkanismus, der Diabastuffe, Tuffite und Diabase ablagerte. Diese vulkanischen Erscheinungen sind in der Bayerischen Fazies noch stärker ausgeprägt als in der Thüringischen Fazies. Die Hauptförderung lag im oberen Silur (Wurm 1962).

Zwischen Silur und Devon ist eine Schichtlücke vorhanden. Von den Auswirkungen der kaledonischen Gebirgsfaltung ist hier aber nur wenig zu spüren.
An der Wende Mitteldevon/Oberdevon und im Oberdevon wird in der Thüringischen Fazies, besonders im Oberthüringischen Hauptsattel und im Hirschberger-Gefeller Sattel, eine wichtige Phase der Gebirgsbildung (= die Reussische Phase) deutlich. Sie ist verantwortlich für die erste wichtige Faltung dieses Gebietes und setzte sich noch bis ins tiefere Oberdevon fort. Es kam zu einer beträchtlichen Auffaltung und Abtragung der großen Sattelzonen. Am Anfang des Oberdevons trat weit verbreitet ein untermeerischer Diabas-Vulkanismus auf mit weit aufreißenden, tiefreichenden Spalten. Basische Laven und Lockermaterial bedeckten damals große Flächen des Meeresbodens. Basische Intrusiva drangen dabei auch in ältere Schichten ein.

Beim Wechsel Devon/Karbon klang der Diabas-Vulkanismus aus und kam im Unterkarbon fast zum Erliegen. Er ist nur noch im unteren Unterkarbon (Dinantium) durch einen geringmächtigen Keratophyr-Horizont in der Bayerischen Fazies belegt (Wurm 1962). Die zeitlich daran anschließende schwach ausgebildete Phase der Gebirgsbildung (= die Nassauische Phase) ist durch eine Schichtlücke, eine Grauwackenserie und die darauf transgressiv liegenden Schichten belegt.
Die sedimentäre Fazies im Unterkarbon des Frankenwaldes wird als ein typisches Flysch angesehen. Während der Ablagerung dieser Gesteine wirkten sich bereits Faltungsvorgänge im Untergrund aus, was ab dem mittleren Unterkarbon zur Ablagerung von Konglomeraten führte. Diese synsedimentäre Faltung ist die sudetische Phase (~ 325 Ma) der Variskischen Gebirgsbildung. Sie

stellt den Höhepunkt und das Ende der Variskischen Hauptfaltung dieses Gebietes dar (v. Horstig 1964).

Mit der Variskischen Orogenese wurde in diesem Gebiet die Meeresbedeckung abgeschlossen und eine Festlandsbildung eingeleitet. Der Faltenbau ist demnach variskisch. Jungkimmerische (~140 Ma, Oberjura) Hebungen führten jedoch später zur Abtragung einer mächtigen Decke von Rotliegendem bis Jura, die einst das Alte Gebirge in Bayern verhüllte (Kuhn 1954).

Die tertiäre alpidische Gebirgsbildung wirkte sich allerdings nur in bescheidenerem Umfang aus und äußerte sich nur in vertikalen Verschiebungen (Wurm 1962).

2. Probenentnahme, -herstellung und -bezeichnung

Die untersuchten Proben (15 Vorkommen) wurden bei zwei Geländefahrten meistens in Steinbrüchen, an Bahndämmen aber auch an Straßenrändern entnommen. Die Gesteine umfassen Diabase mit verschiedenen Korngrößen, Diabasmandelsteine und Pillow-Laven. Die Namen der einzelnen Vorkommen sowie ihre genauen geographischen Breiten und Längen sind aus Tab. 2.1 ersichtlich. Die Alter wurden den Angaben in den Erläuterungen zur geologischen Karte (1 : 25 000) des jeweiligen Probenortes entnommen. Für die Diabase in Bad-Steben (BS), Dürrenwaid (D) und Langenbach (L) wird sicheres Oberdevon angegeben. Die Gesteine anderer Vorkommen sind zwar in das Ordoviz gestellt, aber es könnte auch möglich sein, daß sie devonisch sind (v. Horstig 1964, s. Absch. 1.3.2).

Bei der ersten Fahrt im Jahre 1972 wurden Bohrkerne von Prof. Soffel und Dr. Bleil direkt aus dem anstehenden Gestein mit Kernbohrmaschinen gewonnen (Ø = 2.5 cm). Sie wurden dabei mit einem wie bei Tarling (1971) beschriebenen Gerät orientiert. Es wurde dabei insgesamt 215 voneinander unabhängige orientierte Kerne entbohrt (s. Tab. 2.2). Aus diesen erhielt man insgesamt 518 zylinderförmige Einzelproben von etwa 2.5 cm Länge.

Jede Einzelprobe ist durch den Namen des Vorkommens, durch eine erste Ziffer (Nummer des Bohrkerns in dem Vorkommen) und, nach einem Schrägstrich, durch eine zweite Ziffer (Nummer der Einzelproben im Kern von unten) gekennzeichnet. BL 1/2 heißt also: die zweite Einzelprobe aus dem ersten Bohrkern vom Vorkommen Blechschmiedhammer.

Die zweite Probenentnahme wurde im Jahr 1979 durch Prof. Soffel und den Verfasser unternommen. Dabei wurde versucht, auch die mögliche tektonische Lage des Gesteinskörpers zu ermitteln. Es erwies sich aber als schwierig die ehemalige Lage

Tab. 2.1 Daten über die einzelnen Vorkommen

	Vorkommen	Geographische Länge (λ) u. Breite (φ)		Alter	Gesteinsart
1	BL (Blechschmiedhammer)	11°41'26" E	50°23'50" N	Ord.(?)	Diabase
2	BS (Bad-Steben)	11°39'20"	50°21'56"	Oberdev.	Diabase
3	D (Dürrenwaid)	11°34'17"	50°20'50"	Oberdev.	Diabase
4	ER (Erbsbühl)	11°40'37"	50°18'58"	Ord.(?)	Diabase
5	F (Feilitzsch)	11°56'02"	50°21'26"	Ord.(?)	Diabase
6	H (Hof)	11°52'50"	50°19'48"	Ord.(?)	Pillow-laven
7	HB (Hof-Bad)	11°55'47"	50°18'44"	Ord.(?)	Diabase
8	HD (Haidt)	11°56'38"	50°20'21"	Ord.(?)	Diabase
9	HO (Hofeck)	11°52'50"	50°19'48"	Ord.(?)	Diabase
10	K (Köditz)	11°50'19"	50°19'16"	Ord.(?)	Diabase
11	L (Langenbach)	11°35'32"	50°22'27"	Oberdev.	Diabase
12	NA (Naila)	11°41'53"	50°19'15"	Ord.(?)	Diabase
13	NT (Neutauperlitz)	11°57'28"	50°17'55"	Paläoz.	Pillow-Laven
14	RO (Rothenbürg)	11°46'06"	50°18'43"	Ord.(?)	Diabase
15	W (Weidesgrün)	11°44'50"	50°17'54"	Ord.(?)	Diabase bzw. Pillow-Laven

Tab. 2.2 Statistik der Probenzahlen

Vorkommen	Bohrung in situ bei 1. Feldarbeit		als Handstücke bei der 2. Feldarbeit	
	Anzahl der Bohrkerne	Anzahl der Einzelproben	Anzahl der Handstücke	Anzahl der Einzelproben
BL	17	39	5	58
BS	9	74	3	43
D	21	42	5	56
ER	8	17	6	70
F	24	49	6	65
H	16	33	6	48
HB	9	27	5	32
HD	12	26	5	30
HO	22	43	6	69
K	18	41	6	52
L	21	45	4	46
NA	10	24	4	46
NT	15	30	5	45
RO	13	28	5	58
W	+	+	6	70
Σ = 15	215	518	77	788

+: wird nicht bearbeitet werden (s. Abschn. 3.2.3.9)

der Gesteinskörper eindeutig zu identifizieren und Schichtung und Klüftung zu unterscheiden, wie dies bei Magmatiten oft der Fall ist. Die Klüfte selbst waren in manchen Fällen nicht einheitlich entwickelt. Bei Pillow-Laven war wegen unzureichender Aufschlußverhältnisse lediglich abzuschätzen, daß sie nach der Förderung nicht wesentlich gekippt worden sind.
Die Proben wurden bei dieser zweiten Fahrt als Handstücke entnommen. Die Orientierung wurde mit Bussole und Libellen durchgeführt. Wegen der geringen Magnetisierung der beprobten Gesteine war der Einfluß auf die Orientierung der Kompaßnadel zu vernachlässigen. Auf diese Weise wurden insgesamt 77 unabhängige Handstückproben entnommen (s. Tab. 2.2).
Aus jedem dieser Handstücke wurden danach im Institut zumeist vier oder fünf Kerne (Ø = 2.5 cm) erbohrt. Die Handstücke wurden dann im Sandkasten reorientiert, um die Orientierung der Bohrkerne in gleicher Weise wie im Gelände (s. den vorhergehenden Abschnitt über die erste Probenentnahme) vornehmen zu können. Die orientierten Bohrkerne wurden dann wieder in Einzelproben zersägt. Als die Länge der Einzelproben wurde diesmal etwa 2.3 cm gewählt. Nach Sharma (1968) ist für eine zylinderförmige Probe der Wert 0.9 für das Verhältnis Länge zu Durchmesser optimal. Aus den 77 Handstücken wurden insgesamt weitere 788 Einzelproben hergestellt. Sie sind durch zwei mit Schrägstrichen getrennte arabische Ziffern bezeichnet. BL 30/2/1 heißt also: die unterste Einzelprobe aus dem zweiten Bohrkern vom Handstück 30 aus Blechschmiedhammer.
Die Gesamtzahl der Bohrkerne, Handstücke und Einzelproben jedes Vorkommens ist aus Tab. 2.2 ersichtlich.

3. Paläomagnetische Untersuchungen

3.1 Natürliche remanente Magnetisierung (NRM)

Die natürliche remanente Magnetisierung (im Folgenden abgekürzt NRM) ist eine fossile Magnetisierung, die die Gesteine in situ besitzen.
Diese NRM ist im allgemeinen aus mehreren Komponenten zusammengesetzt. Darunter zählt man (nach den üblichen Lehrbüchern s. z.B. Angenheister 1962, Angenheister & Soffel 1972) als wichtigste die thermoremanente Magnetisierung (TRM), die detritische remanente Magnetisierung (DRM), die isothermale remanente Magnetisierung (IRM), die viskose remanente Magnetisierung (VRM) und die chemische remanente Magnetisierung (CRM). TRM und DRM bilden sich jeweils in Magmatiten und Sedimenten beim Entstehen des betreffenden Gesteins. Aus diesem Grund bezeichnet man die beiden remanenten Magnetisierungen als primär. Dagegen werden die IRM, VRM und CRM als sekundär bezeichnet, weil diese erst nach der Bildung der Gesteine in irgendeinem späteren Zeitraum geprägt werden: IRM entsteht bei einer mehr oder minder konstanten Temperatur des Magnetisierungsvorgangs z.B. durch Blitzschlag, VRM durch das lang wirkende Erdmagnetfeld, CRM durch Neubildung von magnetisierbaren Mineralien.
Es ist daher nicht möglich, lediglich aus der NRM-Messung eines Gesteins irgendeine Aussage über das Paläo-Erdmagnetfeld zu machen. Nur in ganz seltenen Fällen ist die NRM ausschließlich z.B. eine TRM oder eine DRM.
Jedoch können aus der NRM und ihrer Streuung nützliche Informationen und Anhaltspunkte für weitere Untersuchungen abgeleitet werden, wie wir in Absch. 3.1.2 und 3.1.3 sehen werden.

3.1.1 Meßinstrument und -methodik

a) Meßinstrument

Alle Messungen von Intensität und Richtung der Magnetisierung

wurden mit einem DIGICO ® Balanced-Fluxgate-Spinner-Magnetometer durchgeführt.
Das Meßprinzip ist in Abb. 3.1 dargestellt.
Die Probe wird auf einem Ende eines langsam (7 Hz) rotierenden Schaftes montiert. Sie ist von einer ringförmigen Förster-Sonde (flux gate sensor) umgeben. Die remanente Magnetisierung der Probe senkrecht zur Richtung des Schaftes verursacht periodische Änderungen des magnetischen Flusses in der Meßsonde und folglich ein sinus-förmiges Signal. Dieses analoge Signal wird über einen Analog-Digital-Wandler in einen Rechner eingegeben. Die Abtastrate (128 Einzelwerte pro Umdrehung) wird über eine Schlitzscheibe mit einer Photozelleneinrichtung gesteuert.
Die Umdrehungszahl der Probe wählt man je nach der Intensität der Probe aus. Der Hersteller dieses Spinner-Magnetometers

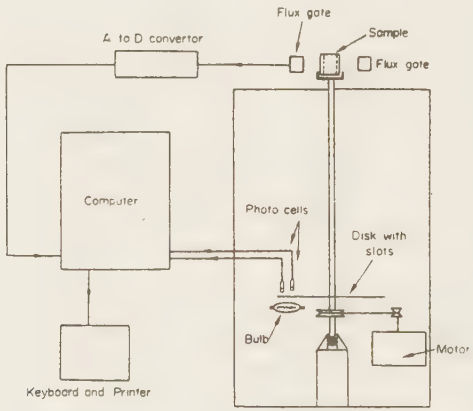


Abb. 3.1 Blockdiagramm des Digico-Spinner-Magnetometers (aus Molyneux 1971).
Über die Probe und Flux-Gate-Sonden wird ein zylinder-förmiger μ-Metall-Schild gestülpt, der dazu dient, das Erdmagnetfeld abzuschirmen.

empfiehlt 2^5 Umdrehungen bei den Proben mit einer Intensität der Remanenz größer als 10 μG, 2^7 bei einer Intensität zwischen 10 μG und 1 μG, und 2^9 unter 1 μG.

Nach Vollzug der gewünschten Umdrehungen werden die Mittelwerte der jeweiligen 128 Intervalle im Rechner ermittelt und einer Fourieranalyse unterzogen. Aus der Amplitude und Phase des Signals können die beiden orthogonalen Magnetisierungskomponenten in der Rotationsebene bestimmt werden. Aus sechs Messungen in unterschiedlichen Probenpositionen werden alle drei Magnetisierungskomponenten (x,y,z) je vier mal gemessen (s. Abb. 3.3).

Als Störsignal gibt der Hersteller 0.025 μG für 2^7 Umdrehungen an. Eine Erhöhung der Drehzahl um den Faktor N sollte das Nutzsignal/Störsignalverhältnis um den Faktor $\sqrt{N}$ verbessern. Es scheint aber schwierig zu sein, in einem normalen Labor diese Meßgenauigkeit zu erreichen: Der Erfinder dieses Spinners (Molyneux 1971) gibt 0.305 μG für 2^8 Umdrehungen als die kleinste zuverläßig meßbare Magnetisierung in einem normalen Labor in der Stadt an. Abb. 3.2 zeigt die Ergebnisse seiner Untersuchung. Wie aus dieser Abbildung ersichtlich ist, beträgt der Störpegel etwa 0.05 μG bei 2^9 Umdrehungen. Unter der Annahme eines Nutzsignal/Störsignal-Verhältnisses von fünf beträgt die kleinste zuverläßige Komponente 5 x 0.05 μG (= 0.25 μG). Wenn weiter angenommen wird, daß die drei Komponenten der remanenten Magnetisierung gleich groß sind, so ergibt sich die kleinste noch sicher meßbare Intensität der remanenten Magnetisierung zu $\sqrt{3}$ x 0.25 μG ($\approx$ 0.433 μG).
Dies wurde durch die eigene Meßerfahrung wenigstens grob bestätigt: Das Meßschema des Institutsgeräts ist so aufgebaut, daß die Meßdaten einmal nach der vierten Messung und nochmal nach der sechsten Messung ausgedruckt werden (s. Absch. b)). Die Proben, die sich nach der vierten Messung schwächer als etwa 0.4 μG herausstellten, zeigten nach der sechsten Messung Werte für die Deklination und Inklanation, die beträchtlich verschieden von denen nach der vierten Messung waren. Die Abweichungen zwischen diesen beiden Werten waren in der Regel größer als 15°.

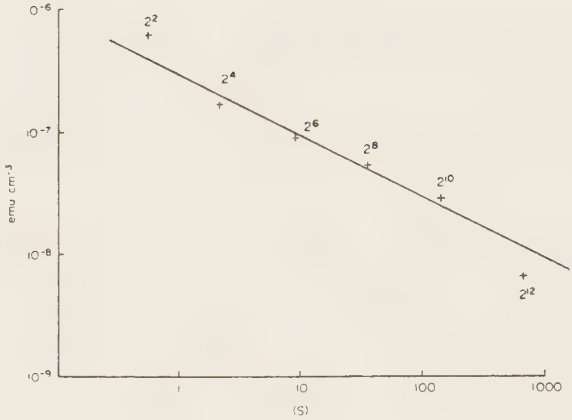


Abb. 3.2 Zusammenhang zwischen Drehzeit der Proben (in Sekunden) und Störsignal (in G = emu/cm^3) (aus Molyneux 1971).

Das Störsignal wird beim Leerlauf (d.h. ohne Probe) des Spinners bestimmt.

Die Zahl der Umdrehungen wird als Parameter in Potenzen von 2 dargestellt (Kreuz).

Die Neigung der durchgezogenen Linie entspricht dem mit der Wurzel aus der Drehzeit abnehmenden Störsignal.

Die Meßdauer bei verschiedenen Umdrehungszahlen kann man auch der Abb. 3.2 entnehmen, oder direkt ausrechnen: Die Probe rotiert mit 7 Hz also 7 mal je Sekunde. Für 2^9 Umdrehungen sind damit für jede der sechs Positionen etwa 73 Sekunden erforderlich.

Mit der Annahme, daß der Positionwechsel der Probe etwa 10 Sekunden dauert, wird der gesamte Zeitaufwand für die Messung einer Probe in sechs Positionen und mit 2^9 Umdrehungen (73 + 10) x 6 Sekunden (= 8.3 Minuten). Berücksichtigt man noch die Schreibzeit des am Meßgerät angeschlossenen Fernschreibers,

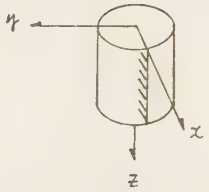
so kommt man für jede Probe auf eine Meßdauer von rund zehn Minuten.

Die weitere Beschreibung des Spinner-Magnetometers findet man u.a. bei Molyneux (1971), Angenheister & Soffel (1972), Collinson (1975), und dem Handbuch des Herstellers.

b) Schema der Messungen

Das Meßschema und die Definition der Richtungen dieser Untersuchung sind in Abb. 3.3 dargestellt.
Weil in einer Meßposition der Probe gleichzeitig zwei Komponenten der Magnetisierung gemessen werden können (s. Abb. 3.3), wären eigentlich lediglich zwei voneinander unabhängige Meßpositionen erforderlich (z.B. Positionen 1 und 2, Positionen 2 und 3, Positionen 4 und 5, ...), um drei vollständige Komponenten x,y,z und damit die Deklination (D), Inklination (I) und Intensität (J) der Remanenz zu ermitteln. Es ist aber bei den paläomagnetischen Untersuchungen üblich, in vier oder sechs Positionen zu messen, damit die Inhomogenität der Magnetisierung und Meßfehler bei schwachen Proben möglichst herausgemittelt werden können.
In dieser Untersuchung werden daher alle Proben in vier oder sechs Positionen vermessen. Die schwächeren Proben mit einer NRM unter einigen 10 μG wurden alle in sechs Positionen vermessen. Die Zahl der Umdrehungen der Proben wurde nach der Empfehlung des Herstellers gewählt (s. Absch. a)): Das war in dieser Untersuchung meistens 2^9 Umdrehungen.

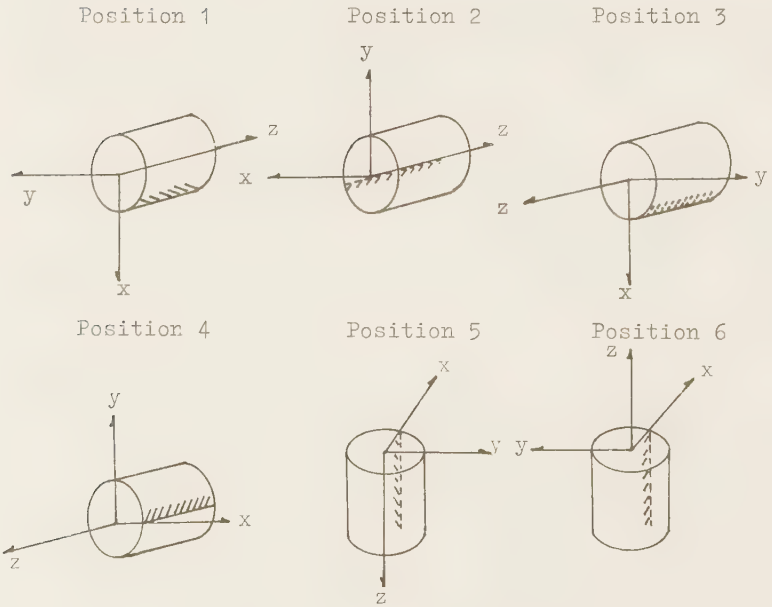
Abb. 3.3 Definition der Richtungen und Meßschema in sechs Positionen.



Die Richtungen sind folgendermaßen definiert:

z = Pfeilrichtung an der Probe,
x = senkrecht zu z durch den Pfeil,
y = senkrecht zu x und z.

Die Messung in einer Positin erfolgt in der horizontalen Ebene: z.B. in Position 5 werden x- und y-Komponenten gemessen.



In Tab. 3.1 wird zusammengefaßt, welche Komponente nach der Messung in vier und sechs Positionen wievielmal gemessen wurde. Nach der Messung in vier Positionen sind x - und y - Komponenten zweimal weniger gemessen worden als z - Komponenten, welche insgesamt viermal gemessen worden sind. In den Positionen fünf und sechs werden die x - und y -Komponenten je zweimal zusätzlich gemessen, so daß nach sechs Meßpositionen alle drei Komponenten je viermal bestimmt wurden.

Der mit der Meßapparatur verbundene Fernschreiber druckt das Endergebnis zweimal aus, und zwar nach der Messung in vierter und sechster Meßposition. Dieser Ausdruck gibt die x-, y- und z-Komponente an und im Rechner nach folgenden Formeln ermittelt:

Nach der 4. Position
$$x = \frac{1}{2}\ (P_{42} - P_{22})$$
$$y = \frac{1}{2}\ (P_{32} - P_{12})$$
$$z = \frac{1}{4}\ (P_{11} + P_{21} - P_{31} - P_{41})$$

Nach der 6. Position
$$x = \frac{1}{4}\ (P_{42} - P_{22} + P_{51} + P_{61})$$
$$y = \frac{1}{4}\ (P_{32} - P_{12} + P_{52} - P_{62})$$
$$z = \frac{1}{4}\ (P_{11} + P_{21} - P_{31} - P_{41})$$

Diese drei Komponenten werden mittels folgender Formeln in Deklination (D^+), Inklination (I^+) und Intensität (J) umgewandelt, die ebenfalls automatisch durch den Fernschreiber ausgedruckt werden:

$$\tan D^+ = \frac{Y}{X} \qquad (0^\circ \leq D^+ \leq 360^\circ)$$
$$\tan I^+ = \frac{z}{\sqrt{x^2+y^2}} \qquad (-90^\circ \leq I^+ \leq 90^\circ)$$
$$J = \sqrt{x^2+y^2+z^2} \qquad (\text{in } \mu G)$$

Diese Deklination (D^+) und Inklination (I^+) ist nicht auf ein geographisch festes Referenzsystem bezogen, sondern in einem probenfesten Referenzsystem über X,Y und Z definiert. Da die Probenentnahme beim Bohren im Gelände nicht in einer einheitlichen Richtung erfolgt, sind die Orientierungen der Bohrkerne im geographischen Koordinatensystem noch zu berücksichtigen.

Tab. 3.1 Die Komponenten, die in der jeweiligen Position gemessen werden, und die Meßhäufigkeit nach der vierten und sechsten Position.

	zu messende Komponenten	nach der 4. Position	nach der 6. Position
Position 1	$z(=P_{11})$, $-y(=P_{12})$	x: 1-mal gemessen	x: 3-mal gemessen
		-x: " "	-x: 1-mal "
" 2	$z(=P_{21})$, $-x(=P_{22})$	y: " "	y: 2-mal "
		-y: " "	-y: " "
" 3	$-z(=P_{31})$, $y(=P_{32})$	z: 2-mal "	z: " "
		-z: " "	-z " "
" 4	$-z(=P_{41})$, $x(=P_{42})$		
" 5	$x(=P_{51})$, $y(=P_{52})$		
" 6	$x(=P_{61})$, $-y(=P_{62})$		

P_{ij} $(1 \leq i \leq 6,\ 1 \leq j \leq 2)$ bedeutet den j-ten Wert in i-ter Position. Nach der vierten Position sind $|\pm x|$ - und $|\pm y|$ -Komponenten jeweils 2-mal vermessen worden, während $|\pm z|$ -Komponente 4-mal vermessen worden ist; Nach der sechsten Position sind $|\pm x|$-, $|\pm y|$- und $|\pm z|$ -Komponenten alle 4-mal vermessen worden.

Deshalb müssen die Werte für die Deklination (D^+) und Inklination (I^+) noch mit der Kernkorrektur umgerechnet werden. Dabei geht die Neigung des Bohrkerns gegen die Vertikale und das Azimut des Kerns über Ost ein. Die so korrigierte Deklination (D) und Inklination (I) geben die wahren Werte der Richtung der remanenten Magnetisierung einer Probe an.

3.1.2 Intensitäten der NRM (J_{NRM})

Abb. 3.4 zeigt eine Statistik der Meßergebnisse der NRM. Bei der Aufstellung dieser Histogramme wurden nur die Proben berücksichtigt, deren Intensität größer als 0.5 μG ist. Dieses Kriterium ist zwar strenger als das des Erfinders der Apparatur (0.433 μG), es scheint aber berechtigt zu sein, wenn man bedenkt, daß die Proben mit einer J_{NRM} um 0.5 μG nach der Entmagnetisierung höchstwahrscheinlich nicht mehr meßbar werden. Durch dieses Kriterium wurden 89 Einzelproben (6.8 % der Gesamtproben) in den Histogrammen nicht aufgeführt und von der weiteren Bearbeitung ausgeschlossen. Die meisten ausgeschlossenen Proben gehören zu den Vorkommen BL, K, NA und RO.
Wie ersichtlich ist die Abszisse der Abb. 3.4 log-normal dargestellt.
Die Log-Normal-Darstellung der Intensität und Suszeptibilität wurde von Irving et al. (1966) und Tarling (1966) vorgeschlagen. Diese Autoren haben durch Untersuchungen vieler Proben von Sandsteinen und Basalten verschiedenen Alters den Schluß gezogen, daß die Intensitäts- und Suszeptibilitätsverteilung besser durch eine Log-Normal-Verteilung als durch eine normale Gauß'sche Verteilung charakterisiert werden kann. Abb. 3.4 spricht dafür, ganz besonders das Verteilungshistogramm aller Proben (Abb. 3.4, Σ). Es ist in dieser Abb. 3.4 ersichtlich, daß die J_{NRM} von über 50 % der Proben zwischen 1 ~ 10 μG liegt.

Abb. 3.4

Die Intensitätsverteilung der NRM
in neun logarithmischen Klassen
in Prozent

Klasse 1:		< 0.5 (μG)	Klasse 6:	$10^{3/2}$	- 10^{2}
Klasse 2:	0.5	- 10^{0}	Klasse 7:	10^{2}	- $10^{5/2}$
Klasse 3:	10^{0}	- $10^{1/2}$	Klasse 8:	$10^{5/2}$	- 10^{3}
Klasse 4:	$10^{1/2}$	- 10^{1}	Klasse 9:		> 10^{3}
Klasse 5:	10^{1}	- $10^{3/2}$			

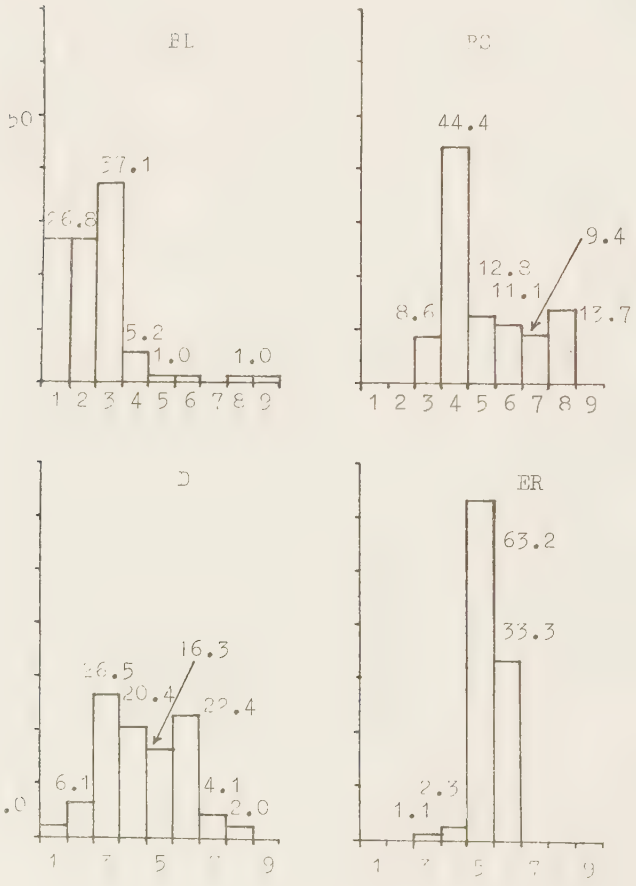
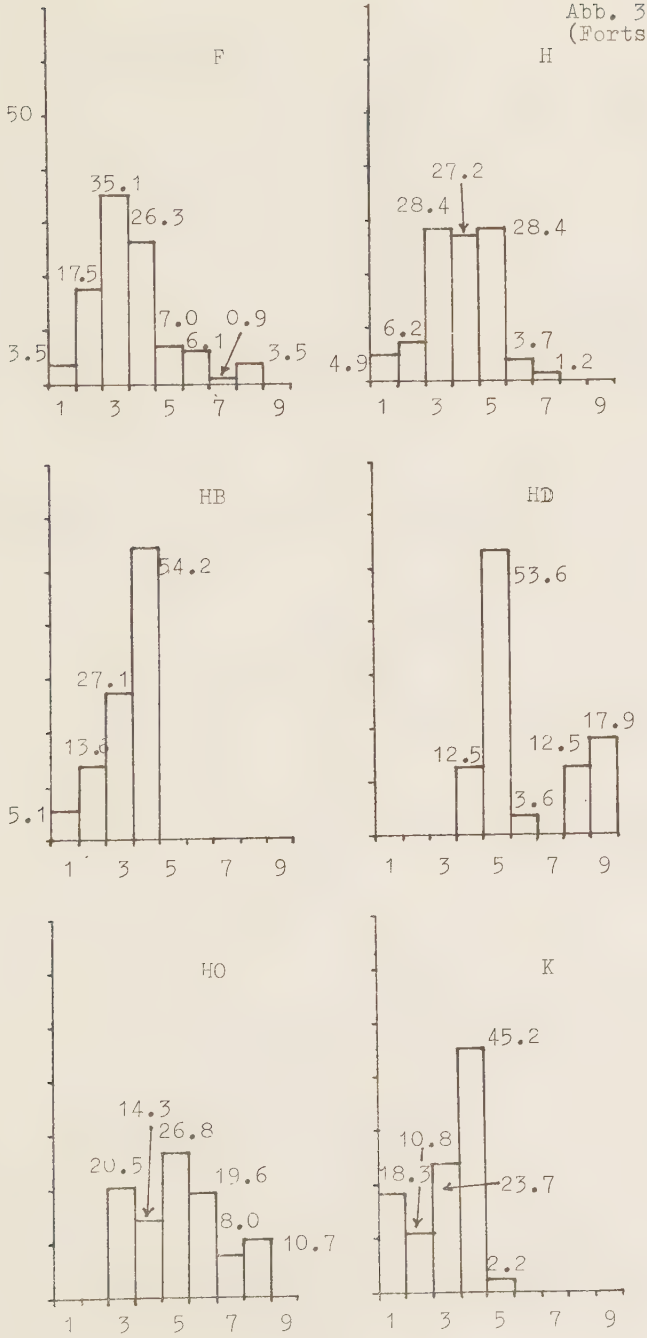


Abb. 3.4
(Fortsetzung)



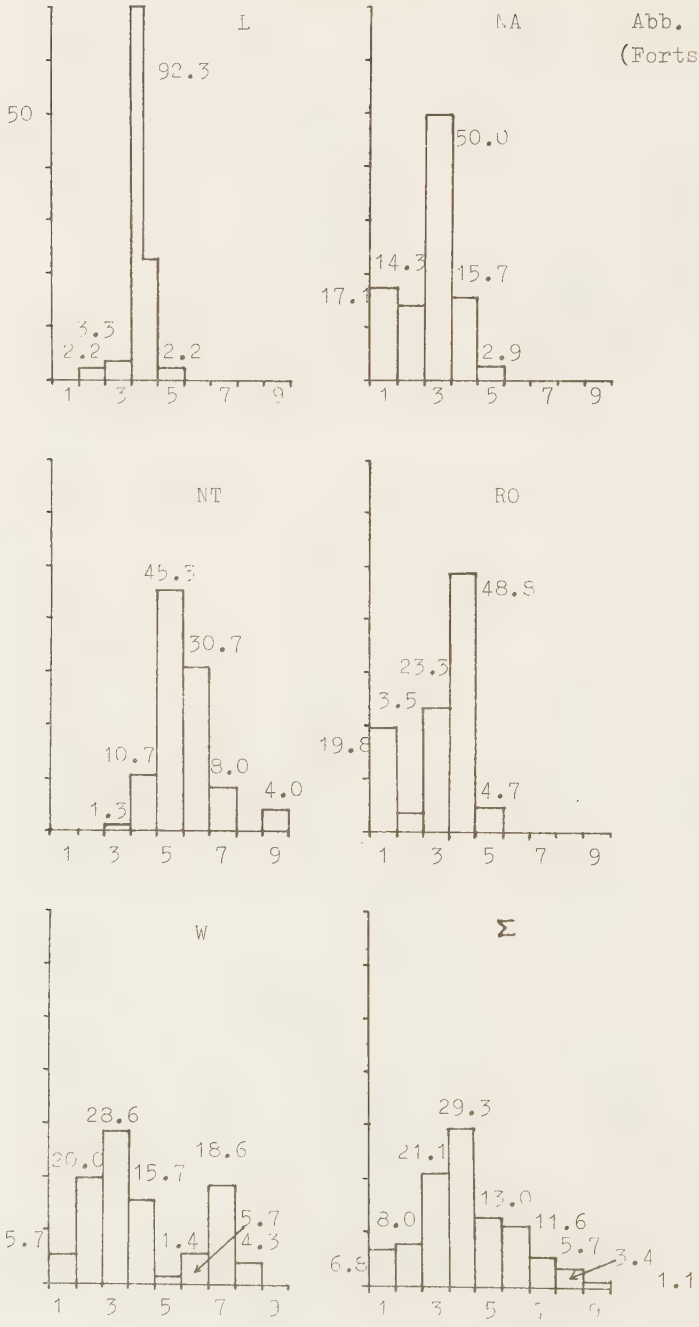


Abb. 3.4
(Fortsetzung)

3.1.3 Richtungen der NRM

Die Deklination (D) und Inklination (I) der Probenmittel (sample means) wurden in Abb. 3.5 in flächentreuer Projektion (Schmidt'sches Netz) dargestellt. Bei der Berechnung der Probenmittel wurden nur diejenigen Einzelproben verwendet, deren Intensität größer als 0.5 μG war. Die Anzahl der gezeichneten Richtungen beträgt 289. Man erkennt in Abb. 3.5 keinen besonderen Einfluß des heutigen erdmagnetischen Feldes, dagegen ein Anzeichen für Großkreisverteilung, was dafür spricht, daß die NRM der meisten Proben mindestens aus zwei Komponenten zusammengesetzt ist.

Abb. 3.6 a~O zeigt die Richtungen der Probenmittel der 15 einzelnen Vorkommen. Aufgrund der Richtungsverteilung der NRM kann man die Vorkommen in drei Gruppen unterteilen:

Gruppe 1: Vorkommen BL, NA, K, RO

Diese Gruppe unterscheidet sich von den anderen dadurch, daß die meisten NRM-Vektoren entweder den Deklinationswert um 210° E mit flacher, sogar manchmal negativer Inklination haben (BL, NA), oder auf den zweiten und dritten Quadranten beschränkt sind (K, RO).
Die meisten wegen einer zu schwachen Remanenz ($<$ 0.5 μG) ausgeschlossenen Proben gehören zu den Vorkommen dieser Gruppe.

Gruppe 2: Vorkommen D, F, HB, HO, W

Vorkommen D ist deutlich durch eine Großkreisverteilung gekennzeichnet, und bei F, HB, HO bzw. W ist ein Anzeichen dafür erkennbar.
Es handelt sich hier wohl um eine NRM aus mehreren Remanenzkomponenten.

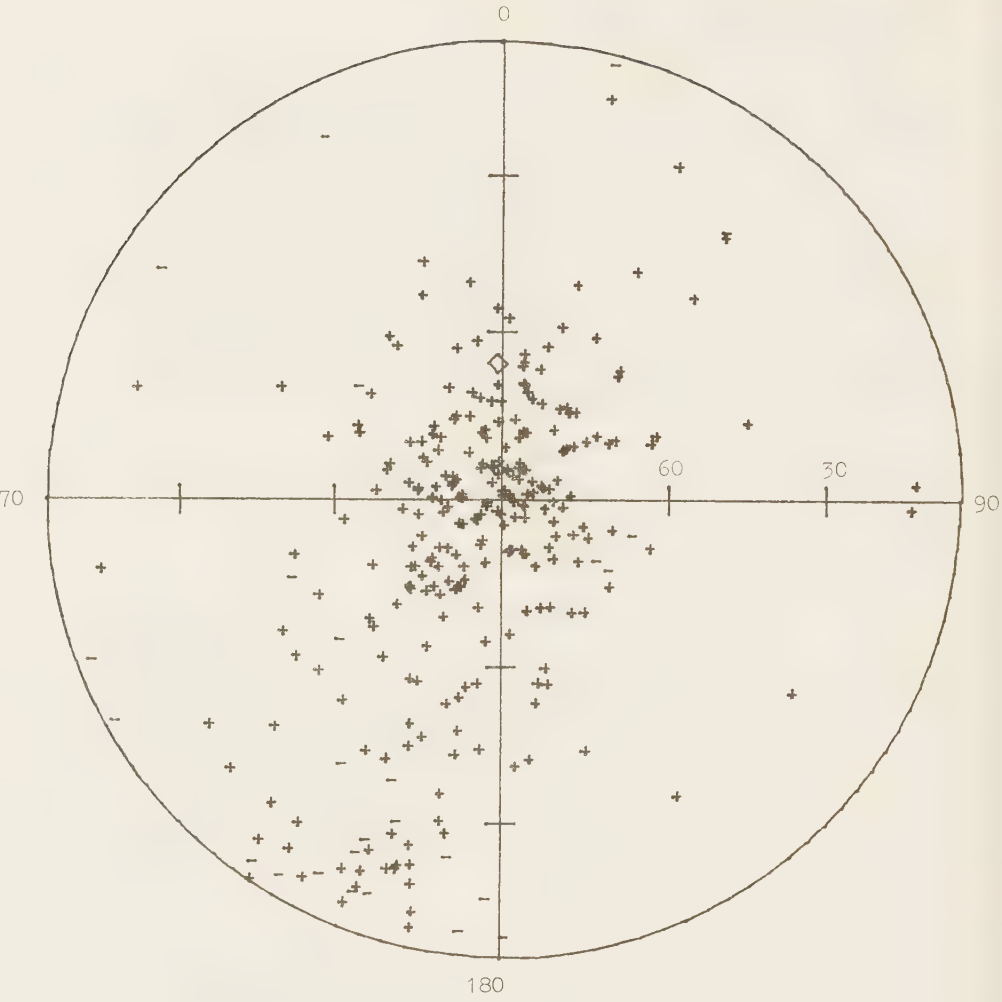


Abb. 3.5 Die NRM-Richtungen der Probenmittel (sample means) aller Vorkommen

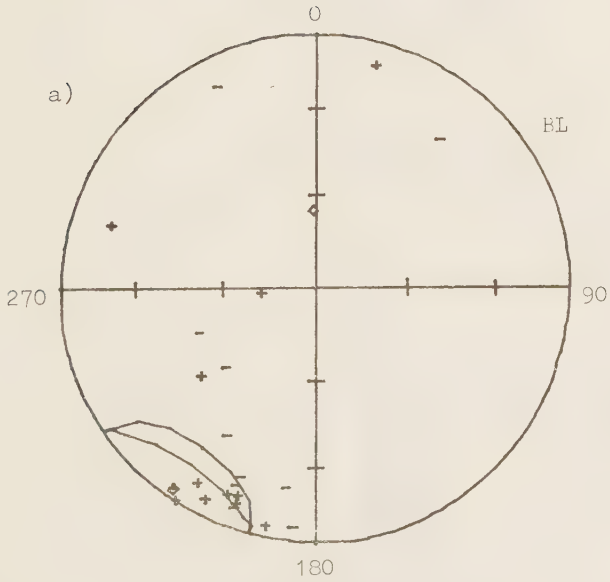
+: Positive (nach unten) Inklination

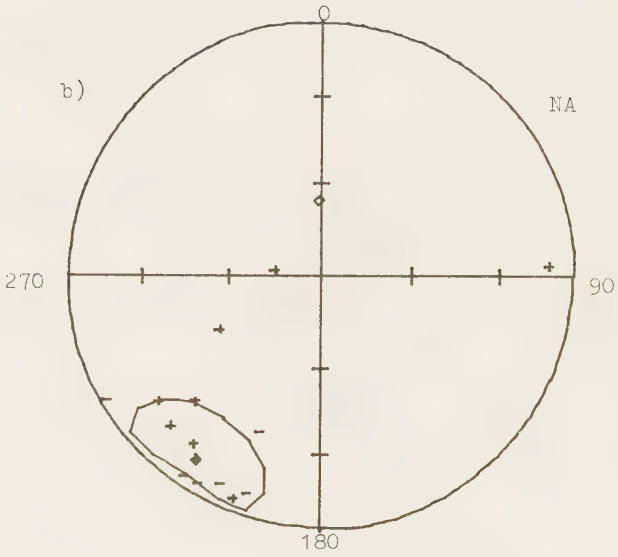
-: negative (nach oben) Inklination

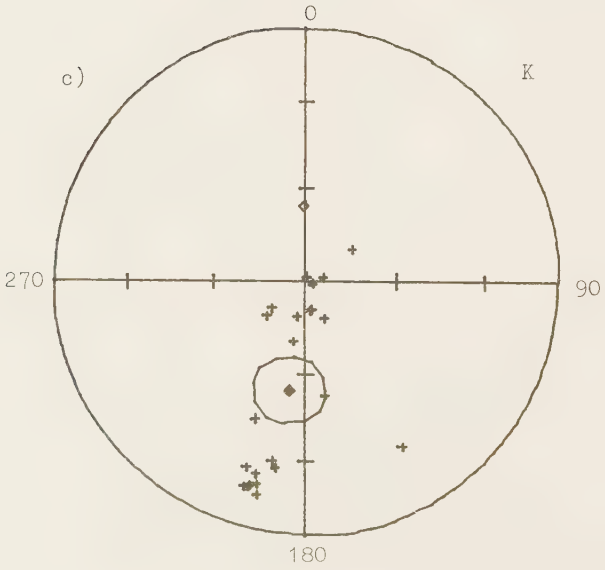
◇: die Richtung des heutigen Erdmagnetfeldes (nach unten)

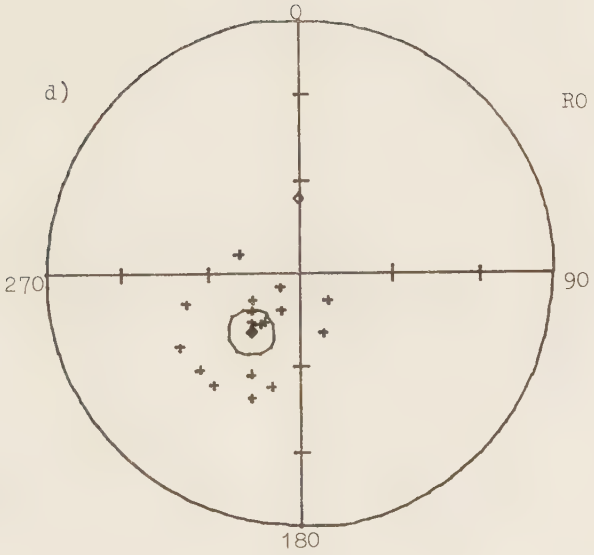
Abb. 3.6 Die NRM-Richtungen der Probenmittel und die mittleren NRM-Richtungen der jeweiligen Vorkommen.
Für die Fisher-Statistik der Mittelwerte siehe Tab. 3.2

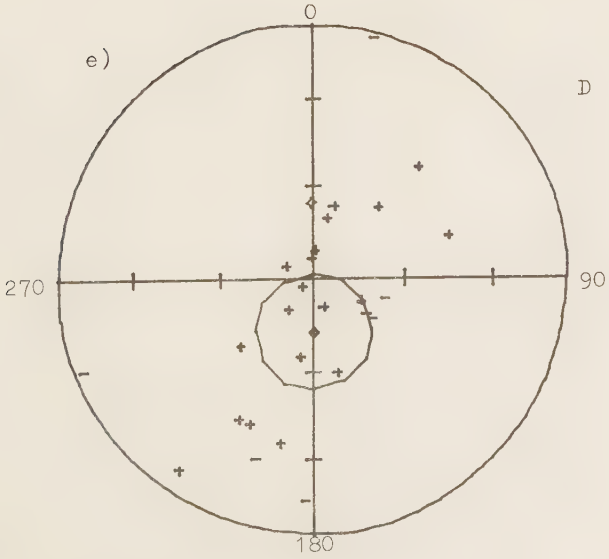
+: positive (nach unten) Inklination
-: negative (nach oben) Inklination
◇: die Richtung des heutigen Erdmagnetfeldes (nach unten)
Oval: α_{95}-Fehlerkreis
◆: Mittelwert mit positiver Inklination
◆: Mittelwert mit negativer Inklination

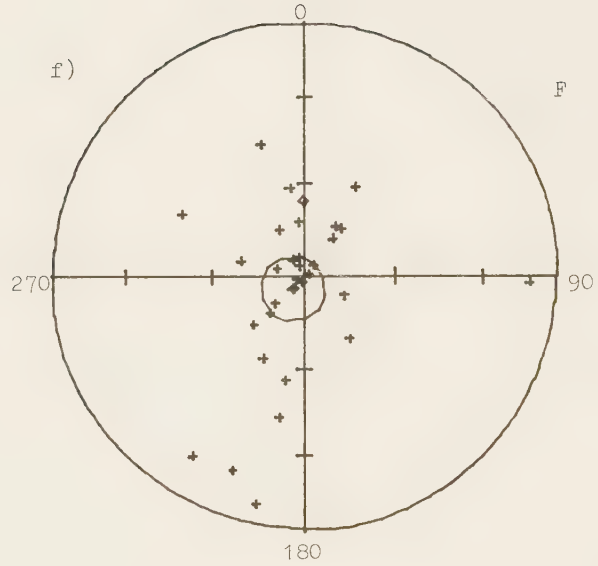


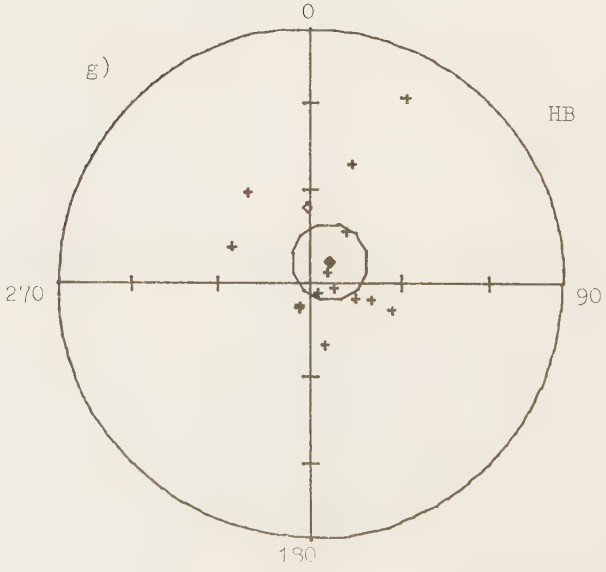

b)
NA
0
90
180
270

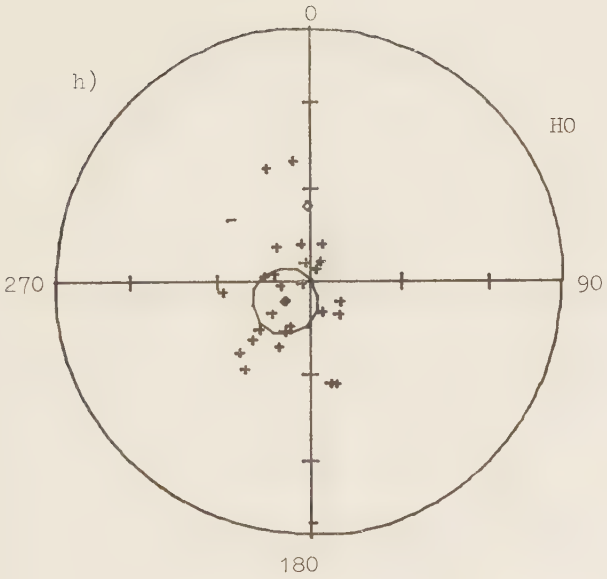

c)
K
0
90
180
270

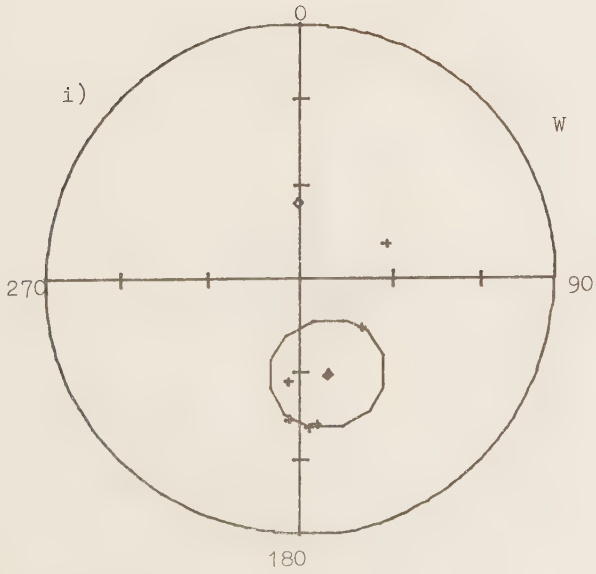

d)
RO
0
90
180
270

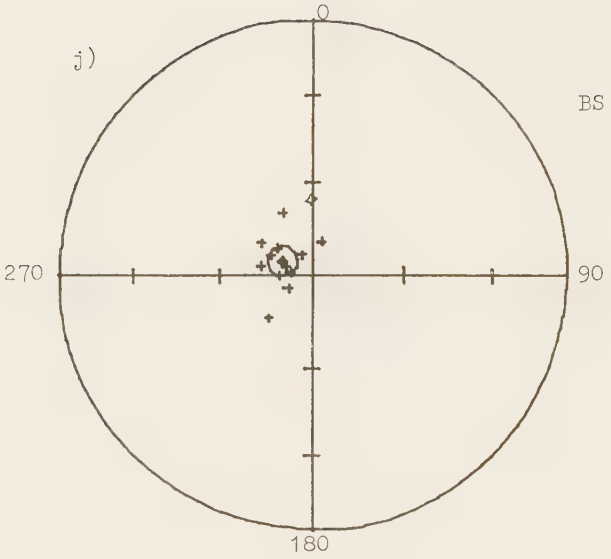

e)
D
0
90
180
270

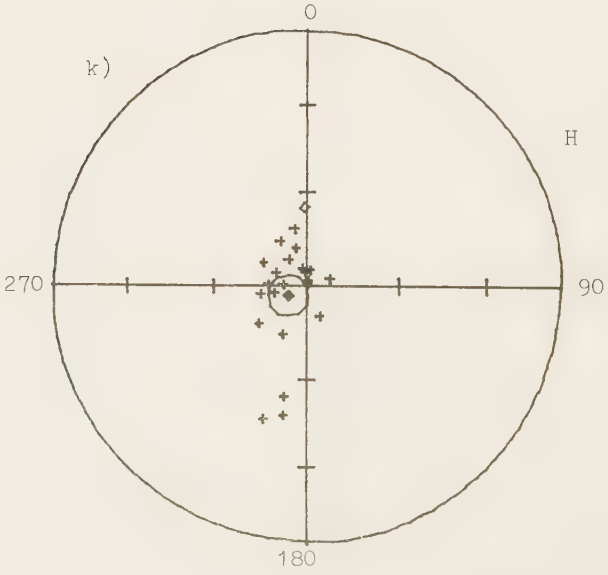

f)
F
0
90
180
270

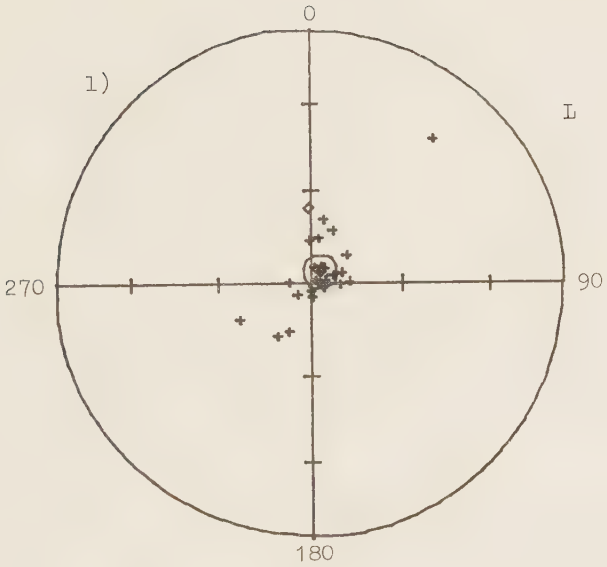

g)
HB
0
90
180
270

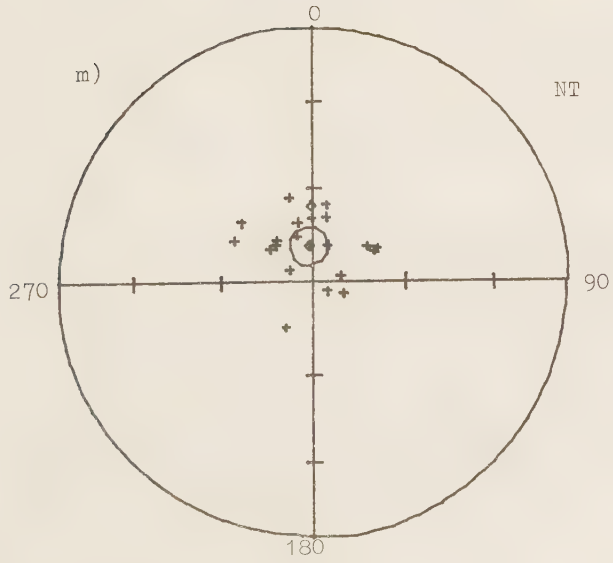

h)
0
HO
270
90
180

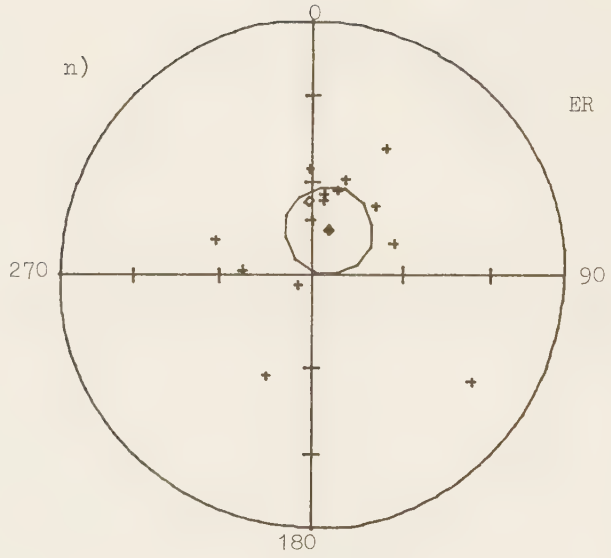

i)
0
W
270
90
180

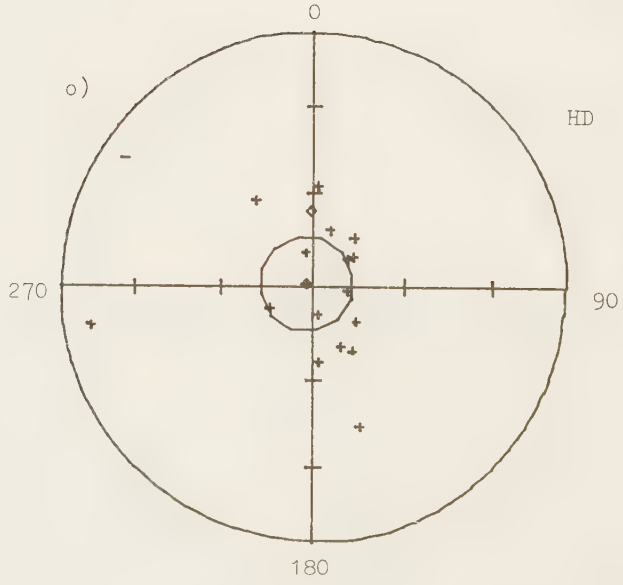

j)
0
BS
270
90
180


k)
0
H
270
90
180


0
l)
L
270
90
180


0
m)
NT
270
90
180


n)
ER
0
90
180
270


o)
HD
0
90
180
270

Gruppe 3: Vorkommen BS, H, L, NT, ER, HD

Die Richtungen der NRM-Vektoren von BS, H, L und NT konzentrieren sich in der Mitte des Schmidt'schen Netzes mit steiler Inklination und geringer Streuung (α_{95}-Wert kleiner als 7, oder k-Wert größer als 20) (Tab. 3.2).
Die Richtungen von ER und HD sind außerdem noch stark gestreut. Bei dieser Gruppe wird eine instabile Remanenz vermutet.

Aus den Abb. 3.6 ist ersichtlich, daß das heutige erdmagnetische Feld keinen besonderen Einfluß auf die NRM ausgeübt zu haben scheint. Die heutige Magnetfeldrichtung am Probenort bleibt immer am Rand der Verteilung der NRM-Vektoren. Überdies liegt sie mit Ausnahme von Vorkommen ER stets außerhalb des α_{95}-Fehlerkreises des Mittelwertes.

Tab. 3.2 zeigt eine Fisher-Statistik (Fisher 1953) der Mittelwerte der Vorkommen (site means). Diese Mittelwerte werden je nach Vorkommen aus Probenmitteln gebildet. Die jeweiligen Abkürzungen stehen für folgendes:

N = Anzahl der Probenmittel

R = Länge des resultierten Vektors durch Vektorsummation von N Proben

k = Näherungswert des Präzisionsparameters K von Fisher:

$$k = \frac{N - 1}{N - R}$$

α_{95} = Radius eines Fehlerkreises. Mit 95 % Wahrscheinlichkeit liegt die wahre mittlere Richtung innerhalb dieses Kreises. Die genaue Formel für die Ermittlung von α_{95} lautet zwar $\cos \alpha_{0.95} = 1 - \frac{N - R}{R} \left[\left(\frac{1}{P}\right)^{1/N-1} - 1 \right]$, aber für kleines α_{95} gilt $\alpha_{95} = \frac{140}{\sqrt{kN}}$ (Grad). Dieser Wert ist ein bißchen kleiner als der aus der genaueren Formel. In dieser Arbeit wurden sämtliche α_{95}-Werte mit dieser vereinfachten Formel berechnet.

Tab. 3.2 Fisher-Statistik der Vorkommensmittel (site means). Für Abkürzungen und Rechenformel siehe Text.

	Vorkommen	N	R	D	I	k	α_{95}
Gruppe 1	BL	21	12.1	215.3°	-3.9°	2.2	20.4°
	NA	14	10.6	214.0	13.1	3.8	19.3
	K	23	19.6	188.6	54.1	6.4	11.5
	RO	17	16.2	220.5	65.1	19.4	7.7
Gruppe 2	D	26	14.4	179.5	72.7	2.2	18.7
	F	30	25.0	220.6	84.6	5.8	10.6
	HB	14	12.6	43.1	80.8	9.0	12.5
	HO	28	23.6	231.6	79.8	6.1	10.7
	W	6	5.5	164.4	57.8	9.7	18.3
Gruppe 3	BS	12	11.8	294.7	79.5	65.1	5.0
	H	22	21.0	241.1	83.3	20.5	6.6
	L	25	24.0	39.9	85.3	23.8	5.7
	NT	20	19.2	351.7	78.6	24.5	6.3
	ER	14	12.1	21.2	74.8	6.9	14.2
	HD	17	13.8	288.7	87.6	5.0	15.2

Da diese Mittelwerte der Vorkommen wegen der Möglichkeit der Instabilität der Remanenz noch keine Informationen über das Paläo-Erdmagnetfeld liefern können, wurden keine zusätzlichen Berechnungen (etwa die Pollage) mit ihnen ausgeführt.

3.2 Charakteristische remanente Magnetisierung (CARM)

NRM im Gestein ist in der Regel eine vektorielle Summation von mehreren remanenten Magnetisierungen.
Um die damalige Richtung des Erdmagnetfeldes in der geologischen Vergangenheit zu gewinnen, ist es daher notwendig, aus der NRM eine stabile remanente Magnetisierung zu isolieren, deren Richtung über geologische Zeiträume hinweg unverändert erhalten bleibt. Diese ursprüngliche, stabile remanente Magnetisierung nennt man charakteristische remanente Magnetisierung (CARM).
Sie kann durch geeignete Kunstgriffe, wie z.B. Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierung bestimmt werden, indem man mit diesen Verfahren die in einem späteren Zeitraum sekundär überprägte(n) unstabile(n) Komponente(n) beseitigt.

In den folgenden Abschnitten (3.2 ...) soll über diese Entmagnetisierungs-Methoden und die Ergebnisse ihrer Anwendung diskutiert werden.

3.2.1 Methodik zur Ermittlung der CARM

In den vorliegenden Untersuchungen wurden zur Ermittlung der CARM die Wechselfeld- und die thermische Entmagnetisierungs-Methode herangezogen.
Die theoretischen Grundlagen dieser Methoden gehen auf den Begriff der Relaxationszeit einer Remanenz zurück:
Die Relaxationszeit (τ) ist die Zeit, in der eine ursprüngliche Magnetisierung (J_o) durch statistische, thermische Agitation spontan um den Faktor 1/e verringert wird ($J(t) = J_o \exp(-t/\tau)$). Die Relaxationszeit eines magnetischen Einbereichs-Teilchens ist bei Abwesenheit eines äußeren Feldes ($H_a = 0$) durch die Formel $\tau = f^{-1} \cdot \exp(VJ_sH_c/2kT)$ zu beschreiben (Néel 1949), wobei f ein Frequenzfaktor (in der Regel $10^{10} sec^{-1}$), V das Volumen des Einbereichs-Teilchens, J_s die spontane Magnetisierung, H_c die Koerzitivkraft, k die Boltzmann-Konstante (1.38×10^{-16} erg/grad) und T die absolute

Temperatur sind.
Mit einer geeigneten Entmagnetisierungs-Methode versucht man, die Relaxationszeit erheblich zu verkürzen, damit die unstabilen Anteile der NRM in experimentell kurzer Zeit abklingen und verschwinden. Dabei soll die stabile CARM noch weitgehend unbeeinflußt bleiben. Wie jeweils in den folgenden zwei Abschnitten näher erörtert wird, wird bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung die Relaxationszeit durch ein äußeres Feld (Ha) verkürzt, und bei thermischer Entmagnetisierung durch Erhöhung der Temperatur (T) bis zur Blockungstemperatur.

3.2.1.1 Wechselfeld-Entmagnetisierung

Bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung versucht man, durch den ständigen Richtungswechsel eines äußeren Feldes (in der Regel 50 oder 60 Hertz) und durch die kontinuierliche Abnahme der Feldamplitude eine statistische Verteilung eines Teils der NRM der zu entmagnetisierenden Gesteinsproben zu erreichen. Der durch die Entmagnetisierung betroffene Teil der NRM ist derjenige, der geringere Koerzitivkräfte besitzt, also damit auch eine kürzere Relaxationszeit.
Die Stärke der Koerzitivkraft ist durch die Mineralart, ihre chemische Zusammensetzung, kristallographische Beschaffenheit, sowie Korngröße und -form bestimmt. Diese Tatsache äußert sich durch ein breites Koerzitivspektrum der Gesteinproben.
Die Relaxationszeit, die mit der Koerzitivkraft im direkten Zusammenhang steht, läßt sich bei Anwesenheit eines äußeren Feldes (H_a) folgendermaßen ausdrücken (Néel 1955):

$$\tau = f^{-1} \cdot (1 - H_a/H_c)^{-1} \cdot (1 - H_a^2/H_c^2)^{-1/2} \cdot \exp\left[(VJ_sH_c/2kT) \cdot (1 - H_a/H_c)^2\right]$$

Aus dieser Formel ist ersichtlich, daß die Relaxationszeit durch Einwirkung eines äußeren Feldes verkürzt wird.

Im Entmagnetisierungsvorgang wird die Magnetisierungsrichtung eines Teils von Remanenz durch H_a aus ihrer ursprünglichen Richtung "herausgelöst" und folgt der H_a-Richtung, wenn H_a

größer als die magnetische "Härte" dieser Remanenz ist. Die Stärke dieses H_a wird ständig reduziert und in dem Augenblick, wo H_a so klein wird, daß diese Remanenz von dem Einfluß von H_a befreit wird, stellt sich ihre Richtung in eine energisch günstige "leichte" Richtung der spontanen Magnetisierung ein. Auf diese Weise werden die Magnetisierungsrichtungen aller Erzkörner, deren magnetische Härte kleiner als die Spitzenfeldstärke des äußeren Feldes (H_a, max) ist, statistisch verteilt. Um eine vollkommen statistische Verteilung der Magnetisierung dieser entmagnetisierten Erzkörner zustande zu bringen, muß darüberhinaus H_a ganz gleichmäßig heruntergeregelt werden. Gleichzeitig ist es auch notwendig, daß die Gesteinsprobe in allen Richtungen dem einwirkenden H_a gleichmäßig ausgesetzt wird. Das erste ist apparativ möglich und das letzte wurde in diesen Untersuchungen durch das sogenannte Taumelverfahren (s. Absch. 3.2.2.1) verwirklicht.

Um das ganze Spektrum der magnetischen Härte, d.h. das Koerzitivspektrum, einer Gesteinsprobe zu erfassen, führt man die Entmagnetisierung so durch, daß man die Spitzenfeldstärke stufenweise steigert und zwischen zwei Stufen die Proben vermißt. Dadurch werden Teile der NRM ihrer Koerzitivkraft entsprechend stufenweise getilgt, so daß am Schluß nur noch die Magnetisierung mit höchster Koerzitivkraft übrig bleibt. Wegen ihrer hohen Koerzitivkraft darf man annehmen, daß sie über geologisch lange Zeit hinweg, im idealen Fall seit Entstehung des Gesteins, unverändert stabil geblieben ist.

Der Stabilitätsunterschied kann nicht nur durch die unterschiedliche mineralogische bzw. gefügemäßige Beschaffenheit der Erzkörner, sondern auch durch die Typen der remanenten Magnetisierung zustande kommen:

Untersuchungen von Kobayashi (1959) über den Entmagnetisierungscharakter verschiedener Magnetisierungsarten als Funktion von Ha zeigen, daß TRM und CRM, die in einem schwachen Feld

(<10 Oe) erzeugt worden sind, bei der Wechselfeld-Magnetisierung aneinander ähnelnde und recht hohe Stabilität aufweisen, während die IRM, obgleich sie in einem höheren Feld (30 Oe) erzeugt wurde, mit einigen Zehner Oe schnell ausgelöscht werden kann (Abb. 3.7).

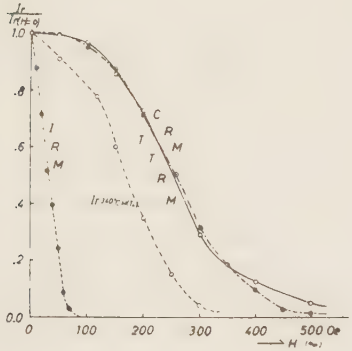


Abb. 3.7 Stabilität der TRM, CRM und IRM bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung.

TRM und CRM sind stabil gegen Wechselfeld-Entmagnetisierung. IRM wird dagegen mit einigen 10 Oe schnell gelöscht (aus Kobayashi 1959).
TTRM = totale TRM, Ir 340° C, H(To) = partielle TRM, die zwischen 350° C und Raumtemperatur erworben ist. CRM ist erzeugt bei 340° C. IRM ist durch ein 30 Oe äußeres Feld erzeugt. Die Ordinate ist normiert auf die NRM.

In ähnlicher Weise beschreibt McElhinny (1973), daß eine im Feld von 100 Oe erzeugte IRM durch gleich starkes Ha von auch etwa 100 Oe zerstört werden kann, während eine im Feld von 0.5 Oe erzeugte TRM mit einem Feld von ca. 100 Oe nur geringfügig geschwächt wird. Sie widersteht auch zum Teil noch einer Wechselfeld-Entmagnetisierung mit 500 Oe.

Die Stabilität der VRM hängt von der Einwirkungsdauer des erzeugten Feldes ab. Im Hinblick auf ihre Koerzitivkraft nimmt sie jedoch eine Stellung zwischen der TRM und der IRM ein. Für die Zerstörung dieser VRM ist also ein stärkeres Ha notwendig als das Feld, durch das sie erzeugt worden ist. Brynjolfsson (1957) gibt für die Entfernung einer VRM aus Gesteinen eine Wechselfeldamplitude von einigen 100 Oe für geologisches Material an, und Tarling (1971) einen Wert um 100 Oe.
Es ist daher möglich, durch eine stufenweise Wechselfeld-Entmagnetisierung auch diese unterschiedlichen Magnetisierungstypen zu trennen.

Um das Verhalten des zu untersuchenden Materials bei der Entmagnetisierung zu erfassen, wurden zunächst wenigstens drei Proben je Vorkommen stufenweise im Wechselfeld entmagnetisiert. Danach wurden je nach Bedürfnis noch weitere Proben hinzugenommen. Die Stichprobenauswahl wurde ohne Vorzug ganz willkürlich getroffen.
Die Versuche wurden teilweise mit dem Eigenbau-Gerät des Instituts, und teilweise mit dem Highmoor-AF-Demagnetizer durchgeführt (s. Absch. 3.2.2.1). Dieser geht bis maximal 1 000 Oe, das Institutsgerät bis zu 2 000 Oe Spitzenfeldstärke.
Das Schema der Entmagnetisierung war mit dem Eigenbau des Instituts: (25), 50, (75), 100, 150, 200, 250, 300, 500, 700, 900, 1 200, 1 500 bzw. 2 000 Oe und mit dem Highmoor-Gerät grundsätzlich 25, 50, 75, 100, 150, 200, 250, 400, 500, 700, 900 bzw. 1 000 Oe, aber auch manchmal etwas variierend je nach dem Verhalten der Proben bei der Entmagnetisierung in den vorangegangenen Stufen.
Bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung muß dafür gesorgt werden, daß kein Gleichfeld auf die Proben einwirken kann, weil sich sonst die Magnetisierungsrichtungen der entmagnetisierten Erzkörner nicht statistisch regellos einstellen, sondern in Richtung des Gleichfeldes. Die dabei entstehende unerwünschte sekundäre Remanenz nennt man anhysteretische remanente Magnetisierung (ARM) (Patton & Fitch 1962). Während der Entmagnetisierung wurde daher durch drei Paare von Helmholtz-Spulen

am Probenort das Erdmagnetfeld kompensiert. Mit ihnen konnte das Horizontalfeld bis 10 Gamma genau und das Vertikalfeld bis 30 Gamma genau reguliert werden. Das Nullfeld wurde etwa alle zwei Stunden nachkontrolliert.

3.2.1.2 Thermische Entmagnetisierung

Diese Methode macht sich die Tatsache zunutze, daß die Relaxationszeit der Remanenz eines Erzkorns durch Erhitzen erheblich verkürzt wird (s. Formel in Absch. 3.2.1).
Die Temperatur, bei der die Relaxationszeit von einigen Sekunden zu einigen Hundertsekunden übergeht, nennt man Blockungstemperatur. Wie bei der Koerzitivkraft hängt diese Blockungstemperatur von mehreren Eigenschaften des betreffenden Erzkorns, wie Anisotrophie-Konstante, Magnetostriktions-konstante, Form und Größe, ab. Dieser Sachverhalt äußert sich wiederum durch ein Spektrum der Blockungstemperaturen. Hieraus kann man Schlüsse über die einzelnen Anteile der NRM ziehen.

Bei der thermischen Entmagnetisierung wird eine Gesteinsprobe stufenweise bis zu einer bestimmten Temperatur erhitzt, und dann im Nullfeld abgekühlt. Anschließend wird ihre Remanenz gemessen. Durch die Erhitzung verlieren die Erzkörner mit niedriger Blockungstemperatur (also kürzerer Relaxationszeit) ihre Magnetisierung, während die Erzkörner mit Blockungstemperaturen höher als diese Erhitzungstemperatur ihre Remanenz behalten. Mit einer stufenweisen Erhöhung der Temperaturen ist es damit möglich, am Schluß die Remanenzteile mit den höchsten Blockungstemperaturen d.h. größten Relaxationszeiten zu isolieren.

Wie beim Wechselfeld-Entmagnetisierungsverfahren ist es auch mit dieser Methode möglich, verschiedene Typen der Magnetisierung zu unterscheiden: TRM und CRM sind höchst stabile remanente Magnetisierungen gegen thermische Entmagnetisierung. Dagegen sind PRM, VRM in heutiger Feldrichtung und durch ein kleines äußeres Feld ($<$ 100 Oe) erzeugte IRM mit dieser Methode leicht auszulöschen (s. z.B. Angenheister &

Soffel 1972, McElhinny 1973). Die Stabilität der VRM ist eine Funktion der Einwirkungszeit des äußeren Feldes. Eine innerhalb einiger 10^6 Jahre erworbene VRM ist mit einer Temperatur von etwa 100° C zu tilgen (Tarling 1971).
In diesem Zusammenhang bereitet die Unterscheidung der CRM von der TRM Schwierigkeiten. Gleiches gilt auch für das Verfahren der Wechselfeld-Entmagnetisierung. Außerdem berichtet Thellier (1966) aufgrund der Untersuchungen französischer Magnetiker (Rimbert, Rouguet), daß eine durch ein großes äußeres Feld (> 100 Oe) erzeugte IRM gegen thermische Behandlung genau so stabil wie die TRM ist (Abb. 3.7).

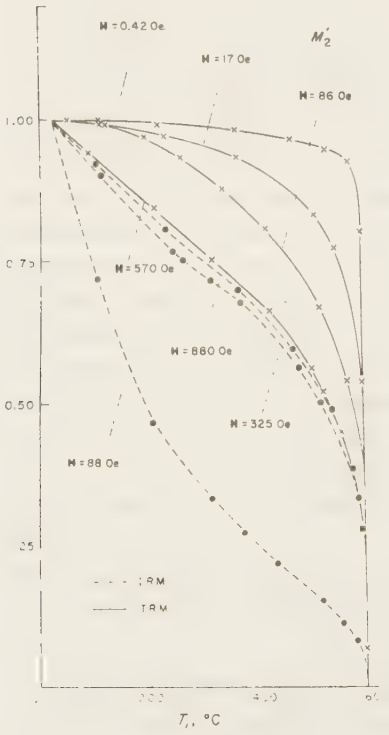


Abb. 3.7 Stabilität der TRM und IRM bei der thermischen Entmagnetisierung, die bei unterschiedlicher Feldstärke erzeugt worden ist (nach Thellier 1966).

Eine durch ein großes äusseres Feld erzeugte IRM ist genau so stabil wie die TRM.

Zur Unterscheidung zwischen TRM und CRM kann man erzmikroskopische Untersuchungen heranziehen. Wird die Anwesenheit einer stabilen IRM vermutet, empfielt sich zuvor eine Wechselfeld-Entmagnetisierung durchzuführen, da die IRM instabil gegen Wechselfeld-Entmagnetisierung ist.

Auf diese Weise kann man mit der stufenweisen thermischen Entmagnetisierung Aufklärung über die Typen der Magnetisierung erhalten.

Es ist ein Vorteil der thermischen Entmagnetisierung, daß man damit auch die Hämatit-haltigen Gesteine bearbeiten kann, die wegen der hohen Koerzitivkraft von Hämatit (über 2 000 Oe) und der praktischen technischen Grenze der Geräte mit der Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Methode kaum untersucht werden können.
Dagegen ist die Möglichkeit der mineralogischen oder chemischen Veränderungen der magnetischen Mineralien bei höheren Temperaturen ein Nachteil dieser Methode. Außerdem ist der Zeitaufwand bei dieser Methode viel größer.

Nach der Betrachtung des Prinzips dieser thermischen Entmagnetisierungsmethode, soll nun über die praktische Durchführung der Experimente berichtet werden:

Einige Testproben aus den jeweiligen Vorkommen wurden ab 100° C beginnend stufenweise mit Temperaturintervallen von 50° C bis mehr als 500° C erhitzt. Die maximale Erhitzungstemperatur wurde dabei je nach Intensität der Remanenz der Probe und nach den vorangehenden Richtungs-Ergebnissen gewählt.
Die Probenerhitzung geschah in einem unmagnetischen Ofen im Nullfeld. Die Erhitzungsdauer betrug in einer Stufe 1 bis 1.5 Stunden. Nach Erreichen der gewünschten Temperatur wurde diese länger als etwa 1/4 Stunde aufrechterhalten, damit sich in den Proben eine konstante Temperatur einstellen konnte.

Vor der Abkühlung wurde die Feldkompensation nachkontrolliert. Die Abkühlung wurde mit dem Luftsauger beschleunigt, weil sonst der Abkühlvorgang zu lange gedauert hätte und möglicher-

weise mineralogische Veränderungen der Erzmineralien bei höherer Temperatur eingetreten wären. Die Abkühlung auf Raumtemperatur dauerte durchschnittlich mehr als zwei Stunden.
Während des Abkühlvorgangs wurde die Feldkompensation im Abstand von etwa 1/4 Stunde mehrmals nachkontrolliert. Besonders bei höherer Temperatur wurde dies noch häufiger ausgeführt, um partielle Termoremanenzen durch Restfelder möglichst zu vermeiden. Restfelder existierten mit noch etwa 50 Gamma. Dieser Wert ist das maximale Vertikal-Restfeld und wegen der Schwankungen der Z-Komponente des Erdmagnetfeldes ist dabei die Vertikalkompensation etwas stärker gestört. Um das möglichst auszugleichen, wurden die Proben bei der nächsten Erhitzungsstufe um 180° umgedreht in den Ofen gelegt.
Zur Vermeidung einer VRM wurden die Proben nach der thermischen Entmagnetisierung in einem Nullfeld gelagert und möglichst innerhalb der nächsten 1-2 Stunden vermessen.

3.2.1.3 Auswahl der optimalen Feldstärke bzw. Temperatur

Eines der wichtigsten Ziele in der Paläomagnetik ist die Bestimmung der Richtung des Paläofeldes. Es wurde in den vorigen Abschnitten erörtert, daß dafür die Gesteine eines bestimmten Alters so weit entmagnetisiert werden müssen, bis die sekundär überprägte Magnetisierung völlig entfernt ist, daß aber eine noch meßbare stabile primäre Magnetisierung übrig bleibt. Eine zu starke Entmagnetisierung verursacht ungenaue Ergebnisse, da die verbleibende Magnetisierung für die Meßgeräte eventuell zu schwach sein kann. Manchmal ruft auch eine übertriebene Entmagnetisierung der Meßprobe unerwünschte Effekte hervor, wie z.B. eine ARM bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung und chemische Veränderungen der Probe bei thermischer Entmagnetisierung.
Daher ist eine richtige Auswahl der optimalen Feldstärke bzw. Temperatur eine wesentliche Aufgabe von Testmessungen und wichtig für gute Ergebnisse.

Manchmal ist dieser Punkt in den Publikationen nicht genügend ausführlich diskutiert: Wir haben im Absch. 1.2 gesehen, daß die europäischen altpaläozoischen Pollagen keine Übereinstimmung zeigen. Es ist die Meinung des Verfassers dieser Arbeit, daß das z.T. durch eine unzureichende Wahl der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen (Feldstärke bzw. Temperatur) hervorgerufen wird, wie auch Storetvedt (1970, 1971, 1973) behauptet. Generell gesagt, nur diejenigen Untersuchungsergebnisse, die den vielseitig gesicherten experimentellen Nachweis für eine optimale Entmagnetisierung führen, sollten diskutiert werden. Aus diesem Grund wurde in dieser Arbeit auf die richtige Bestimmung des optimalen Feldes bzw. Temperatur besonderes Gewicht gelegt.

Hier soll zunächst über bisher bekannte, unter Paläomagnetikern häufig verwendete Methoden der Optimierung des Feldes bzw. der Temperatur gesprochen werden. Sie sind alle bei beiden Entmagnetisierungs-Methoden generell verwendbar. Bei diesen Untersuchungen wurde nach den Entmagnetisierungsexperimenten mit einigen Testproben aus dem jeweiligen Vorkommen zunächst aufgrund einer dieser Methoden eine optimale Auswahl getroffen. Sie wurde dann durch andere Kriterien überprüft.

a) Entmagnetisierungskurve

Diese Kurve zeigt die Intensitätsänderung der Remanenz in Abhängigkeit von Ha oder T (s. z.B. Abb. 3.7). Die Ordinatenwerte werden normiert auf die NRM d.h. die Intensitäten bei Ha = 0 bzw. bei T = Raumtemperatur. Durch diese Normierung wird es leichter, die Kurven miteinander zu vergleichen und die Typen der Magnetisierung zu erkennen. Da die unstabilen Remanenzen IRM, VRM und PRM durch mäßige Ha oder T zum Verschwinden gebracht werden können, ist der verbliebene Teil der Magnetisierung bei höheren Ha bzw. T eine CARM. Stacey & Banerjee (1974) glauben, daß die den steilen Teil der Entmagnetisierungskurve entsprechende Feldstärke bzw. Temperatur schon zur Beseitigung des schwächeren Teils der CARM (TRM oder CRM) ausreicht. Nach Thellier (1966) sollte die

Remanenz durch die Entmagnetisierung jedoch nicht auf weniger als 10 % der NRM reduziert werden, weil sonst wegen der zu geringen Intensität eine Zunahme der Streuung der Richtungen bei der Bildung von Mittelwerten eintreten kann.

b) Stereographische Projektion (Stereogramm)

Im Gegensatz zu a) werden hier Richtungsänderungen betrachtet.

Da die NRM einer Gesteinsprobe im allgemeinen aus mehreren Typen der Magnetisierung mit unterschiedlicher Resistenz gegen Entmagnetisierung zusammengesetzt ist und bei der Entmagnetisierung zunächst nur der unstabile Anteil der Remanenz bevorzugt ausgelöscht wird, ist die Richtung der Remanenz nach irgendeiner Entmagnetisierungsstufe i.a. nicht die gleiche wie bei der vorangegangenen Stufe. Diese Richtungsänderung der Remanenz kann durch eine stereographische Projektion klar verfolgt werden. Hierfür verwendet man entweder das winkeltreue Wulff'sche Netz oder das flächentreue Schmidt'sche Netz. Dieses ist für einen Vergleich der Streuungen geeigneter und wurde deshalb in vorliegenden Untersuchungen ausschließlich verwendet.

Bleibt in der Probe nur noch eine einzige Remanenzkomponente übrig, so sind die gemessenen Richtungen in einer Reihe von hintereinander folgenden Entmagnetisierungsstufen unverändert gleich. In der Projektion wird so ein stabiler Endpunkt (stable end point) erreicht, was dann ein wichtiges Argument für den Erfolg der Entmagnetisierung ergibt. Das niedrigste Feld bzw. die kleinste Temperatur, die zur Erreichung des stabilen Endpunktes notwendig ist, wird schon als optimale Entmagnetisierungs-Bedingung angesehen.

c) Orthographische Projektion (Zijderveld-Diagramm)

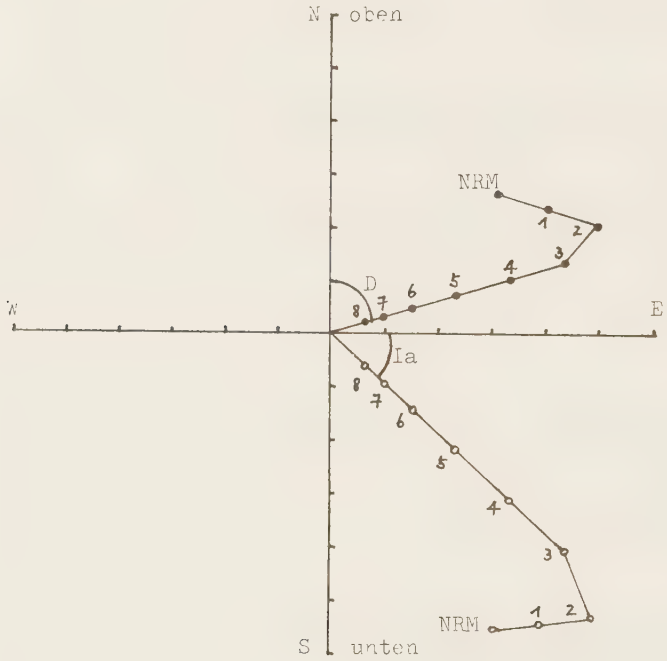
Mit Hilfe einer orthographischen Projektion des Remanenzvektors auf kartesische Koordinaten kann man gleichzeitig Intensitäts- und Richtungsänderung bei der Entmagnetisierung

verfolgen. Auf der Abszisse wird die Ost-West-Komponente der Remanenz und auf der Ordinate die Nord-Süd- bzw. Oben-Unten-Komponente aufgetragen (Zijderveld 1967) (Abb. 3.8).

Wenn die Remanenz einer Probe lediglich aus einer Komponente besteht, wird durch Entmagnetisierung nur ihre Intensität verringert. Dagegen bleiben Deklination (D) und Inklination (I) dieses Remanenzvektors unverändert. Dieser Sachverhalt äußert sich als eine zum Anfangspunkt des Koordinatensystems einmündende Gerade wie ab Punkt 3 in Abb. 3.8.
Daher ist eine Gesteinsprobe mindestens so weit zu entmagnetisieren, bis sich ein Beginn dieser Geraden eindeutig abzeichnet. Die Entmagnetisierungsstufe, wo diese Gerade beginnt, kann als optimale Stufe der Entmagnetisierung angesehen werden.

In vorliegenden Untersuchungen wurde eine Variante dieses Zijderveld-Diagrammes benutzt. Dabei sind N durch +x, S durch -x, E durch y bzw. H ($=\sqrt{x^2+y^2}$), W durch -y, oben durch -z und unten durch z ersetzt. Durch den Ersatz fällt die Notwendigkeit der Umrechnung von N-, S-, E-, bzw. W-Komponenten aus x-, y- bzw. z-Komponenten weg, was bei der Verwendung des ursprünglichen Zijderveld-Diagrammes der Fall ist. Dies ist ein großer Vorteil dieser Variante, die von dem Magnetometer vermeßten Werte x, y bzw. z ohne Berücksichtigung der sog. Kern-Korrektur direkt ins Zeichenprogramm einzugeben sind. Dieses variierte Zijderveld-Diagramm besteht ebenfalls aus zwei Linien (Ästen). Mit einer davon ist die Änderung der scheinbaren Deklination ($D^+ = \arctan y/x$) im Lauf der Entmagnetisierung zu beobachten, und mit der anderen die der scheinbaren Inklination ($I^+ = \arctan z/H$). Die Interpretation dieser Projektion erfolgt genau so wie beim ursprünglichen Zijderveld-Diagramm: Tritt in diesem veränderten Diagramm eine Gerade wie ab 3 in Abb. 3.8 auf, so spricht das ebenfalls für den Beginn der Entmagnetisierung der stabilsten Komponente. Von diesem Punkt ab bleiben D^+ und I^+ konstant, und somit auch die wahren Deklinationen (D) und Inklinationen (I).

Abb. 3.8 Verwendung des Zijderveld-Diagrammes für die Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen



Die gefüllten Punkte werden auf N-E-Koordinaten und die ungefüllten auf E-unten-Koordinaten aufgetragen. Die Zahlen neben den Punkten stehen für die Entmagnetisierungsstufen. Die durch gefüllte Punkte durchgezogene Linie zeigt die Änderung der Deklination (D); die durch gefüllte durchgezogene die der scheinbaren Inklination (Ia).
In diesem Beispiel sind ab Punkt 3 D und Ia konstant, und diese Stufe entspricht einem optimalen Entmagnetisierungsfeld.

3.2.2 Apparaturen zur Entmagnetisierung

3.2.2.1 Apparatur zur Wechselfeld-Entmagnetisierung

a) Apparat des Instituts

Dieser Apparat wurde 1971 von Dr. Schweitzer gebaut. Er arbeitet mit einer Netzfrequenz von 50 Hz. Die technischen Daten der Entmagnetisierungs-Spule sind wie folgt: Länge 30.3 cm, Innendurchmesser 11.6 cm, Außendurchmesser 18.6 cm, Windungszahl pro cm 112, Anzahl der Lagen 24, Durchmesser des Kupferdrahtes 1.7 mm, Induktivität (L) 0.85 Henry, Widerstand (R) 14.8 Ω und Spulenfaktor 149 Oe/A (Schweitzer 1975). Mit dieser Spule kann die Spitzenfeldstärke von 2 200 Oe erreicht werden. Die Regelung des Spulenstroms erfolgt über zwei parallel geschaltete Drehtransformatoren. Diese sind über ein Relais mit einem Motor verbunden, der die Amplitude des Spulenstroms beim Erreichen eines zuvor eingestellten Maximalwertes automatisch stufenlos auf Null herunterregelt. Nach der Messung von Schweitzer (1975) ist die Abnahme des Spulenstroms beim Herunterregeln recht kontinuierlich und glatt, aber die Amplitude oberen Harmonischen beträgt noch etwa 1/12 (≈ 8.3 %) der Amplitude der Grundfrequenz.

Die Feldkompensation geschieht mit einem System von drei zueinander senkrechten Paaren quadratischer Spulen (Helmholtz-Spulen) (Kantenlänge ca. 110 cm). Der Kompensationsstrom beträgt bei ca. 7 Volt etwa 0.4 A.

Um möglichst die Erzeugung einer ARM bei der Entmagnetisierung zu vermeiden wird die Gesteinsprobe in der Mitte der Entmagnetisierungs-Spule durch einen Taumler ständig gedreht. Der Taumler besteht aus zwei zueinander senkrecht rotierenden Zahnrädern mit dem Übersetzungsverhältnis 40 zu 74, so daß die Proben beim Entmagnetisieren dem Entmagnetisierungs-Feld (Ha) in allen Richtungen annähernd gleichmäßig ausgesetzt werden.

b) Apparat der Firma Highmoor (England)

Dieser "AF-Demagnetizer" wird von der Fa. Highmoor, Salford/ England gebaut. Er ist ein voll automatisiertes Gerät mit digitalen IC-Schaltungen.
Mit ihm kann die Spitzenfeld-Stärke von 1 000 Oe erreicht werden. Seine Arbeitsfrequenz ist etwa 275 Hz, und der Anteil der geraden Harmonischen liegt unter 70 dB.
Er ist auch mit einem Taumler-System versehen. Die Gesteinsprobe wird aber nicht im Probenhalter befestigt wie beim Institutsgerät im Absch. a), sondern kann sich im Probenhalter um eine dritte Achse frei bewegen. Das Übersetzungsverhältnis ist 18 zu 27.
Außerdem ist ein Gebläse vorhanden, das bei höheren Entmagnetisierungs-Feldern (> 500 Oe) Spulen und Probe kühlt.
Die Helmholtz-Spulen zur Kompensation des Erdmagnetfeldes haben eine Kantenlänge von ca. 110 cm und der Kompensationsstrom beträgt bei 15 Volt etwa 1 A.

3.2.2.2 Apparatur zur thermischen Entmagnetisierung

Die thermische Entmagnetisierungsanlage besteht im wesentlichen aus einem unmagnetischen Ofen, drei Förstersondenpaaren und zwei Thermoelementen. Sie wurde ursprünglich im Jahr 1973 von Dr. Petersen und Dr. Schweitzer gebaut und in den folgenden Jahren von Prof. Soffel laufend verbessert.
Den Hauptteil des Ofens bildet ein Drehporzellan-Zylinder (Länge 30 cm), auf dessen Oberfläche in Längsrichtung des Zylinders parallele 2 mm weite Schlitze eingefräst wurden. In den Schlitzen wurden dünne Porzellanröhrchen eingekittet um den Heizdraht zu führen. Um die magnetische Induktion des durch den Draht fließenden Wechselstroms auszugleichen, verläuft der Draht in benachbarten Röhrchen antiparallel. Der Heizdraht ist eine 0.9 mm dicke Cr-Ni-Legierung mit einem Curie-Punkt unterhalb der Zimmertemperatur. Der Ofen ist mit einem zylinderförmigen, doppelwandigen, wassergekühlten Messinggehäuse umgeben, das an beiden Enden mit einer Messing-

platte abgedeckt werden kann.
An der Außenseite des Messinggehäuses sind drei zueinander vertikal angeordnete Förstersondenpaare angebracht, um die Stärke des Erdmagnetfeldes möglichst nahe an den Proben kontrollieren zu können.
Im Ofen können gleichzeitig 12 Proben entmagnetisiert werden. Die maximal erreichbare Temperatur beträgt 640° C. Wegen der Gefahr des Abschmelzens der Thermoelemente und der mineralogischen Veränderungen in den Gesteinen durch eine zu lang andauernde Aufheizung war in der Praxis die maximale Temperatur, wie die Erfahrung des Verfassers zeigte, auf etwa 550° C begrenzt.
Die Temperatur beim Betrieb wird durch zwei Alumel-Cromel-Thermoelemente beobachtet. Eins von ihnen wurde im Zentrum des Probenhalters angebracht und das andere am oberen Rande, um eventuelle Temperaturunterschiede bei den Proben zu erfassen.
Für die Kompensation des Erdmagnetfeldes wurden drei Paare von Helmholtz-Spulen (Kantenlänge ca. 200 cm) verwendet. Um die Schwankungen des Erdmagnetfeldes und der vagabundierenden Felder durch technische Störungen und durch die Straßenbahnlinie zu eliminieren, wurde der ganze Ofen durch eine doppelwandige μ-Metall-Kammer umgeben. Eine weitere Beschreibung findet man bei Schweitzer (1975).

3.2.3 Entmagnetisierung der einzelnen Vorkommen und ihre Ergebnisse

3.2.3.1 Blechschmiedhammer (BL)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Aus diesem Vorkommen wurden zwei in situ abgebohrte Proben (BL 2/1, BL 16/3) und zwei als Handstück entnommene Proben (BL 30/3/3, BL 31/1/1) mit der Wechselfeldmethode testentmagnetisiert. In Abb. 3.9 sind die Entmagnetisierungskurven,

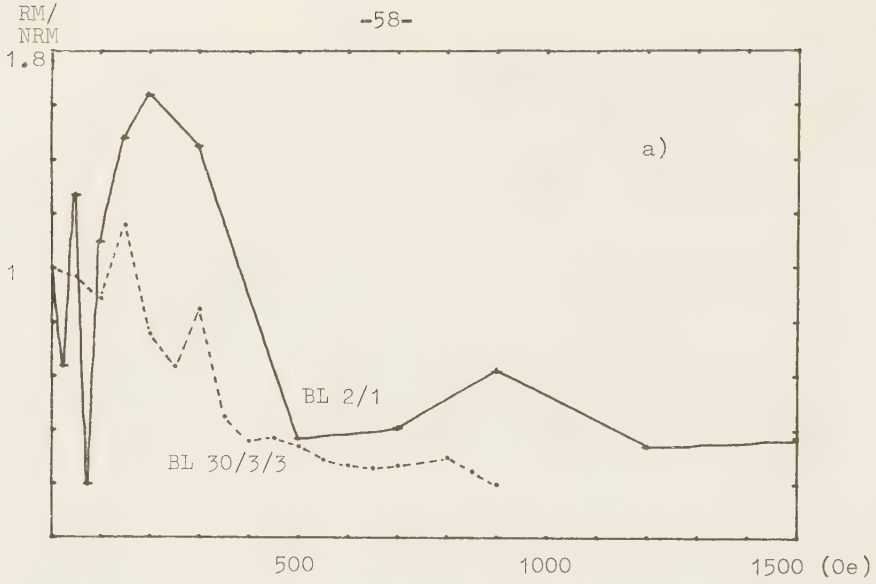


Abb. 3.9 Entmagnetisierungskurven der vier Testproben aus Blechschmiedhammer (BL)
Abszisse: Entmagnetisierungs-Feldstärke in Oe
Ordinate: Intensität der Remanenz (RM) normiert auf die NRM

d.h. die Intensitätsänderung bei der Entmagnetisierung normiert auf die jeweilige NRM-Intensität, dargestellt. Alle Proben zeigen eine rasche Abnahme der Remanenz zwischen 300 und 500 Oe. Eine optimale Feldstärke liegt nach dem Kriterium von Absch. 3.2.1.3, a) wohl in diesem Bereich.

Das Stereogramm der Probe BL 2/1 (Abb. 3.10.a) zeigt, daß die Remanenzrichtung ab 75 Oe praktisch einen stabilen Endpunkt erreicht hat. Diese Tatsache äußert sich auch im Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.10.b): Ab 75 Oe liegen alle Remanenzvektoren mehr oder minder auf einer Geraden durch den Nullpunkt der Koordinaten. Die Remanenzrichtung bei 700 Oe liegt sowohl im Stereogramm als auch im Zijderveld-Diagramm weit weg von den anderen Richtungen. Deswegen liegt das optimale Feld wohl unterhalb 500 Oe.

Abb. 3.11 zeigt dieselben Diagramme der Probe BL 16/3. Im Stereogramm liegt bei 300 Oe die Remanenzrichtung als ein stabiler Endpunkt in der Nähe der Richtungen nach Entmagnetisierung mit 100 Oe bzw. 200 Oe. Die Richtung nach 500 Oe liegt mehr oder minder weit ab von der nach 300 Oe. Das beruht wohl darauf, daß die Remanenz nach Entmagnetisierung mit 500 Oe unter die Meßgenauigkeit des Magnetometers abgesunken ist ($J_{500} = 0.084\,\mu G$). Das Zijderveld-Diagramm dieser Probe weist darauf hin, daß die optimale Entmagnetisierungsfeldstärke zwischen 200 Oe und 300 Oe liegt.

Aufgrund des Entmagnetisierungsexperiments mit diesen beiden Testproben wurde eine optimale Feldstärke für die im Gelände abgebohrten Proben von 300 Oe gewählt. Diese Feldstärke gewährleistet eine möglichst schonende Behandlung der Proben: Da die NRM-Intensität dieses Vorkommens sehr schwach ist (meistens $< 3\,\mu G$), bestünde bei einer zu starken Entmagnetisierung die Gefahr, daß die Remanenz für die Vermessung zu schwach würde und infolgedessen nur noch ungenau gemessen werden könnte. Wie aus allen Diagrammen ersichtlich ist, ist eine Wechselfeld-Entmagnetisierung mit 300 Oe sicher ausreichend.

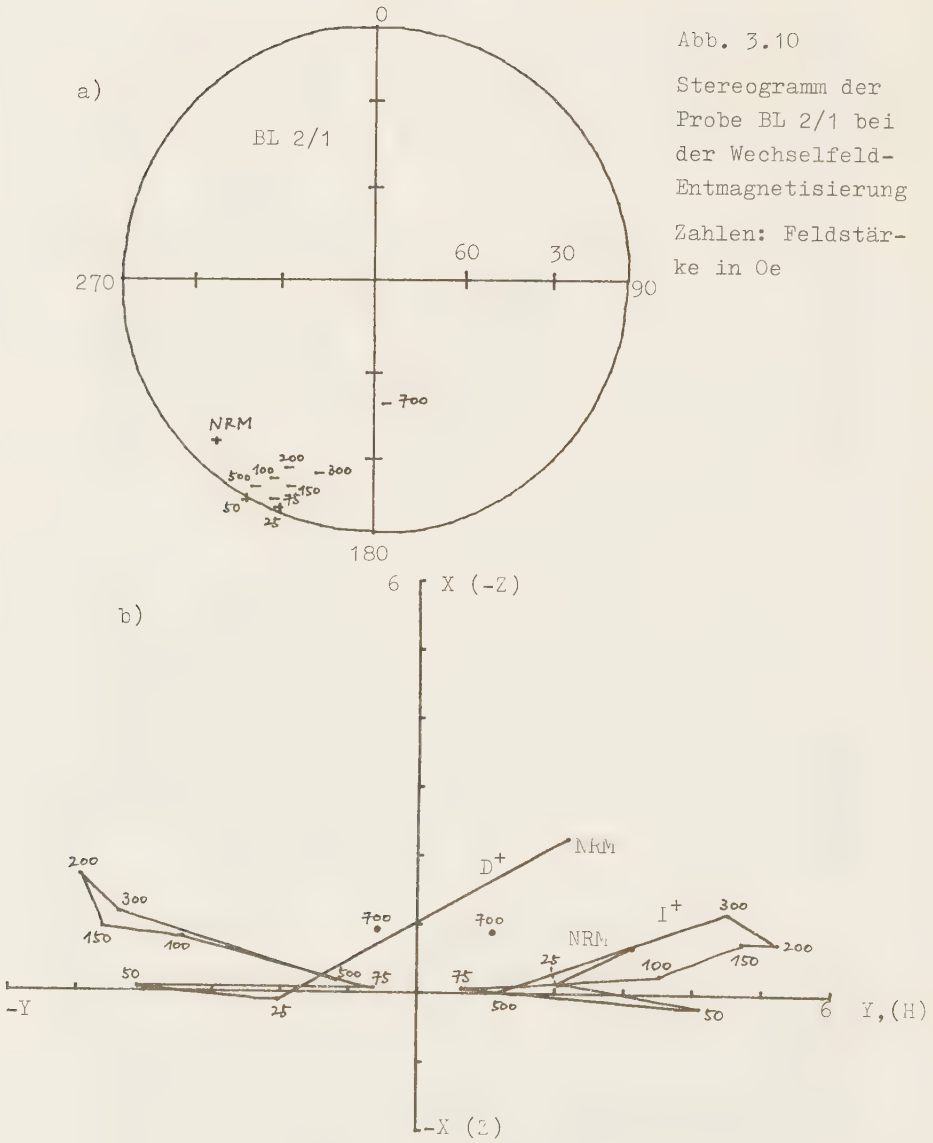


Abb. 3.10

Stereogramm der Probe BL 2/1 bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Zahlen: Feldstärke in Oe

Abb. 3.10 Zijderveld-Diagramm von der Probe BL 2/1 bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Zahlen: Feldstärke in Oe

Skaleneinheit: Remanenz-Intensität in μG

D^+: Scheinbare Deklination

I^+: Scheinbare Inklination (s. Absch. 3.2.1.3.c))

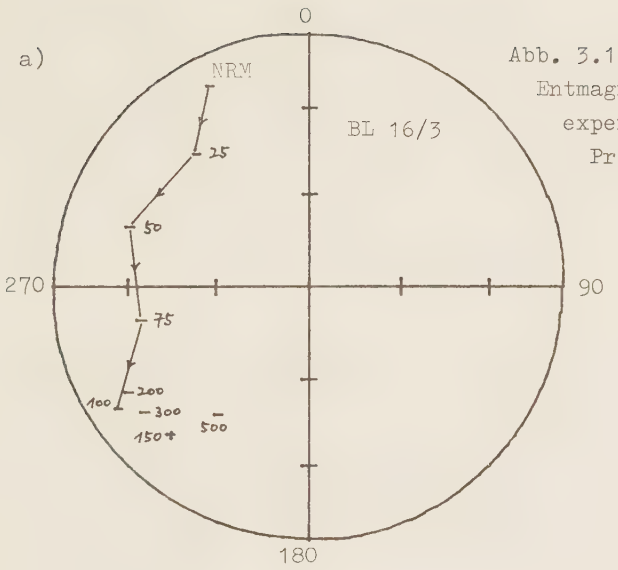
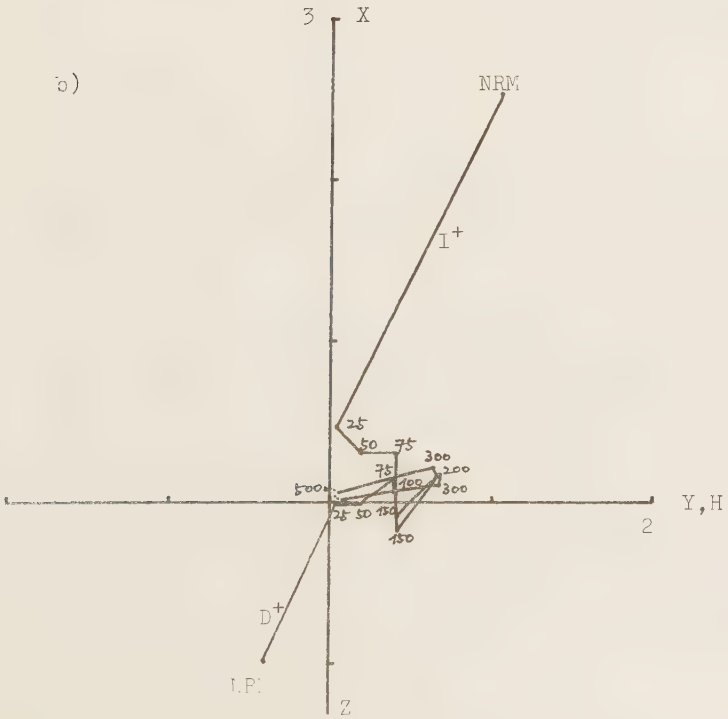


Abb. 3.11 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-experiment mit der Probe BL 16/3



Die stereographische Projektion der Remanenzrichtungen der Probe BL 30/3/3 (Abb. 3.12.a) deutet an, als ob schon bei 200 Oe ein stabiler Endpunkt der Richtung erreicht sei. Dies ist jedoch bei genauer Prüfung des Zijderveld-Diagramms (Abb. 3.12.b) nicht der Fall, weil die Verbindungsgerade durch die Punkte für 200, 250, 300 und 350 Oe nicht auf den Nullpunkt der Koordinaten zuläuft. Das geschieht erst nach 350 Oe. Aus diesem Grunde wurde für die Handstückproben ein etwas stärkeres Feld von 400 Oe gewählt.

Dem Zijderveld-Diagramm von Probe BL 31/1/1 (Abb. 3.13.b) ist zu entnehmen, daß diese nach Entmagnetisierung mit 400 Oe nur noch eine einzige Remanenzkomponente besitzt. Wegen der schwachen Intensität ($< 0.7\,\mu G$) oberhalb 400 Oe tritt jedoch eine gewisse Streuung durch unzureichende Meßgenauigkeit auf. Jedoch sind die Richtungsänderungen oberhalb 400 Oe nicht mehr systematisch (s. Abb. 3.13.a). Eine systematische Änderung der Remanenzrichtungen würde auf das Vorhandensein einer zweiten Remanenzkomponente hinweisen.

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Mit den oben bestimmten Feldstärken wurden sämtliche Einzelproben wechselfeldentmagnetisiert. In Tab. 3.3 sind alle Meßdaten zusammengefaßt. Die schwachen Proben, deren Intensität unterhalb 0.433 G liegt, sind dabei nicht berücksichtigt.
Die Probenmittel sind in Abb. 3.14 dargestellt. Weil die Remanenzrichtung der Probe BL 12/2 anomal im Vergleich zu den Richtungen der anderen Proben war, wurde sie bei dieser Darstellung und bei der Anwendung der Fisher-Statistik weggelassen. Vielleicht liegt ein Orientierungsfehler vor.
Die Punktverteilung in Abb. 3,14 ist annähernd kreisförmig. Daraus kann geschlossen werden, daß die Auswahl der optimalen Feldstärke vernünftig war und daß durch die Entmagnetisierung mit diesem Feld alle sekundären Komponenten entfernt worden sind. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf

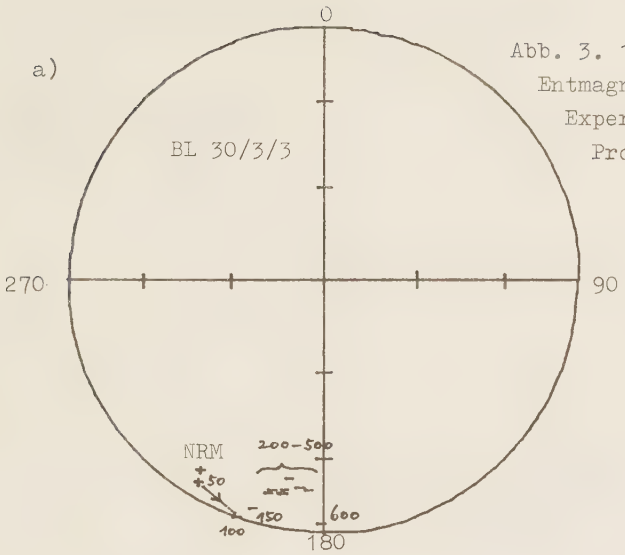
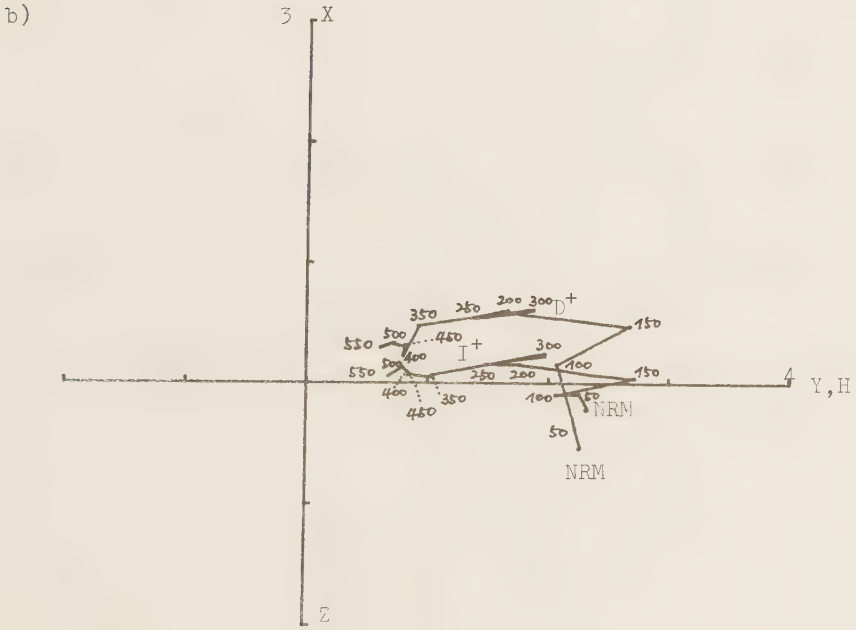


Abb. 3. 12 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe BL 30/3/3



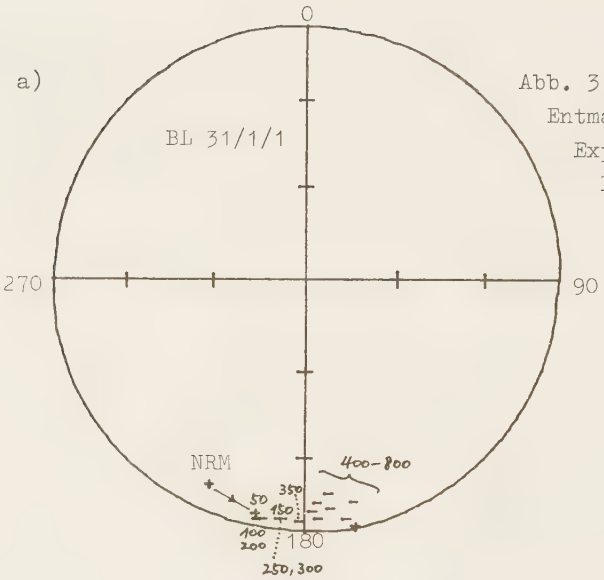
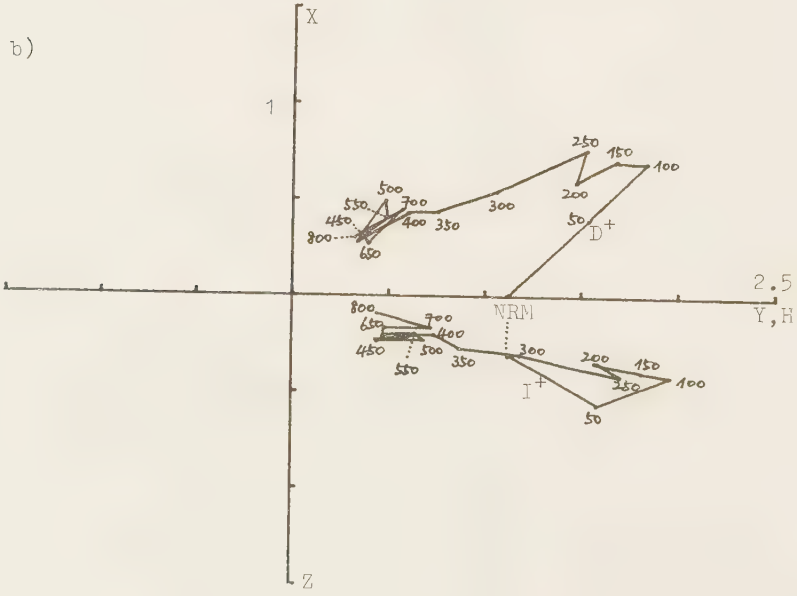


Abb. 3.13 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe BL 31/1/1



Tab. 3.3 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus Vorkommen BL

Proben-bezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
BL 1/2	300 Oe	182.3°	-12.1°	0.444 μG	182.3°	-12.1°
2/1	"	196.7	-17.4	4.658	200.8	-21.7
2/2	"	205.1	-25.9	0.964		
3/1	"	187.4	-27.0	0.902	184.7	-25.8
3/2	"	182.1	-24.6	1.287		
5/1	"	215.7	- 1.0	7.411	205.9	- 9.7
5/2	"	195.6	-18.1	24.309		
6/1	"	191.0	-15.5	0.636	197.6	-14.4
6/2	"	204.2	-13.1	0.671		
7	"	200.9	-15.0	1.261	200.9	-15.0
8/1	"	207.7	-22.5	0.841	208.4	-21.3
8/2	"	209.1	-20.1	0.837		
9/1	"	205.7	-30.8	0.522	205.7	-30.8
10/1	"	192.1	-33.6	0.467		
10/2	"	206.6	-50.6	0.921	198.4	-42.3
10/3	"	200.6	-30.5	0.492		
10/4	"	179.7	- 9.0	0.444		
12/2	"	37.5	-13.6	0.774	anomal	
13/1	"	209.7	-11.2	0.490	209.7	-11.2
15/1	"	193.3	- 5.0	0.483		
15/2	"	202.5	-18.6	0.544	196.0	-11.1
15/3	"	192.5	- 9.6	0.609		
16/3	"	232.3	-20.3	0.682	232.3	-20.3
30/1/1	400 Oe	206.0	-12.1	1.442		
30/2/2	"	198.8	- 5.7	1.199	197.9	-10.6
30/3/3	"	184.0	-17.7	1.041		
30/4/1	"	202.4	- 6.3	0.945		

Tab. 3.3

Proben-bezeichnung	Entmagnetisierungs-feldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)
31/1/1	400 Oe	181.2°	- 4.6°	0.912 μG	
31/2/1	"	189.0	-27.9	0.916	190.6° -19.4°
31/3/1	"	186.4	-27.8	0.495	
31/4/1	"	200.2	-12.2	0.645	

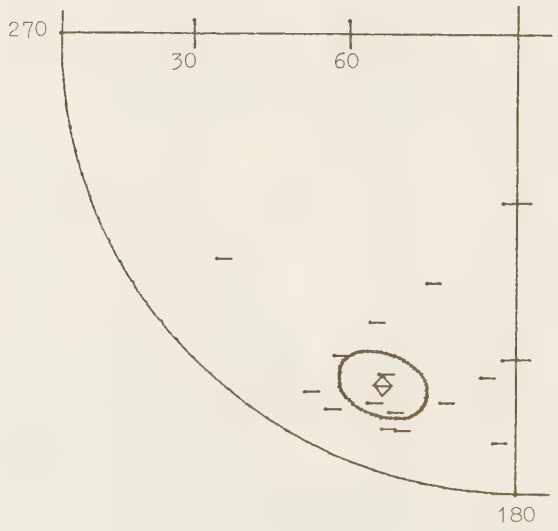


Abb. 3.14 CARM des Vorkommens BL nach Wechselfeld-Entmagnetisierung

Raute: Mittelwert des Vorkommens
Oval: α_{95}-Fehlerkreis

die Probenmittel nach der Entmagnetisierung ergab folgenden Mittelwert: N = 14, R = 13.575, D = 200.7°, I = -19.3°, k = 30.6 und α_{95} = 6.8°. Die k- und α_{95}-Werte sind im Vergleich zu denen der NRM (Tab.3.2) erheblich verbessert (k: 2.2 → 30.6, α_{95}: 20.4° → 6.8°).

c) Diskussion der Entmagnetisierungskurven und Differenzvektoren (DV)

Die in Abb. 3.9 dargestellten Entmagnetisierungskurven zeigen einen sehr merkwürdigen Charakter: Die Remanenzintensität schwankt sehr im Lauf der Entmagnetisierung. Wegen der geringen Intensität der Proben ist zwar eine gewisse scheinbare Intensitätsschwankung durch die Meßungenauigkeit zu erwarten, jedoch muß eine so starke Änderung wie z.B. bei der Probe BL 2/1 auf einen anderen Grund zurückgeführt werden, und zwar auf die Erlöschung einer von zwei antiparallel gerichteten Magnetisierungen während der Entmagnetisierung. Die Intensitätsabnahmen von 0 - 25 Oe, 50 - 75 Oe und über 200 Oe sind durch die Erlöschung der in der CARM-Richtung dieser Probe gerichteten Remanenz zustande gekommen. Die Intensitätszunahmen von 25 - 50 Oe und 75 - 200 Oe durch die dazu antiparallele Komponente. Diese Aussage kann durch die Betrachtung des Differenzvektors (DV) zwischen zwei Entmagnetisierungsstufen unterstützt werden:
In Abb.3.15.a sind solche Differenzvektoren dargestellt. Hier sind die zwei antiparallelen Gruppen von DV-Richtungen deutlich zu sehen. Zwischen 0 und 25 Oe wurde offenbar eine durch die Lagerung im Labor geprägte VRM beseitigt. Weil die Intensitätszunahme bzw. -abnahme zwischen 150 und 200 Oe, und zwischen 200 und 300 Oe nur gering ist (Abb. 3.9), ist eine gleichzeitige Erlöschung der beiden antiparallelen Komponenten zu vermuten. Daher fallen die Differenzvektoren dieser Stufen nicht in einer der beiden DV-Richtungsgruppen (Abb. 3.15.a).

Bei der Probe BL 16/3 in Abb. 3.9 kommt zunächst ein rascher

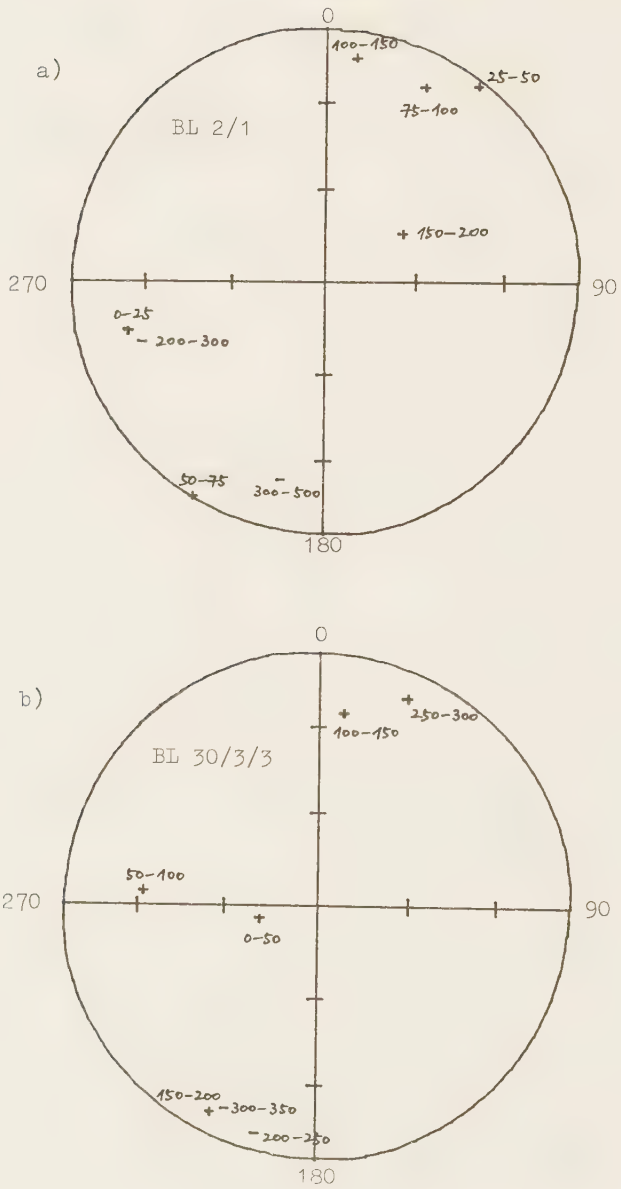


Abb. 3.15 a)-c): Differenzvektoren (DV) jeder Entmagnetisierungsstufe beim Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment

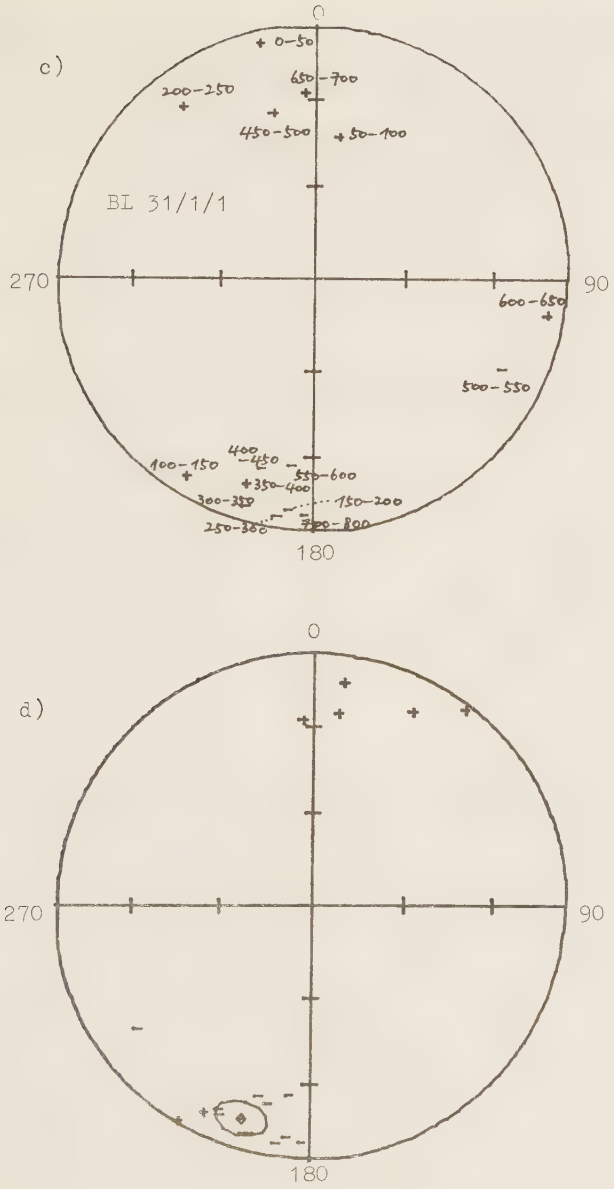


Abb. 3.15 d): Ausgewählte Differenzvektoren. Auswahlkriterien s. Text.

Tab. 3.4 Einige Differenzvektoren der Testproben aus BL, die offensichtlich auf die alleinige Entmagnetisierung einer Remanenzkomponente hinweisen

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsstufe	Differenzvektor	
		D	I
BL 2/1	25 - 50 Oe	37.8°	2.4°
	50 - 75	211.3	1.0
	75 - 100	27.2	15.0
	100 - 150	7.8	12.0
	300 - 500	192.0	-21.1
BL 16/3	300 - 500	234.3	-17.8
BL 30/3/3	100 - 150	7.6	24.4
	150 - 200	207.0	9.4
	200 - 250	194.7	-7.7
	250 - 300	203.4	-11.6
	300 - 350	204.1	-13.3
BL 31/1/1	150 - 200	185.7	- 8.7
	250 - 300	188.1	- 5.7
	300 - 350	196.3	- 7.5
	400 - 450	194.8	-23.4
	550 - 600	186.3	-26.1
	650 - 700	357.0	27.5
	700 - 800	182.1	- 7.1

Abbau der instabilen VRM bis 25 Oe zustande. Die nächste große Intensitätsänderung tritt zwischen 300 und 500 Oe auf. Die DV-Richtung dieser Stufe ist D = 234.3°, I = -17.8°, die mit der CARM Richtung dieser Probe (D = 232.3°, I = -20.3°, s. Tab. 3.3) recht gut übereinstimmt. Über 500 Oe wird die Remanenz zu klein für das Meßinstrument, so daß die Betrachtung der DV-Vektoren keinen Sinn mehr hat.

Im Fall der Probe BL 30/3/3 erfolgt eine starke Intensitätsänderung bei 100 - 150 Oe, 150 - 250 Oe, 250 - 300 Oe und 300 - 350 Oe. Die DV-Richtungen dieser Stufen in Abb. 3.15.b zeigen auch die zwei antiparallelen Gruppen. Bis 100 Oe wird die VRM entmagnetisiert.

Bei der Probe BL 31/1/1 wird bis 100 Oe eine der CARM antiparallele VRM entmagnetisiert. Die geringere Abnahme der Entmagnetisierungskurve bei 100 - 150 Oe, 200 -250 Oe, 350 - 400 Oe, 500 - 550 Oe und 600 - 650 Oe spricht wiederum für eine gleichzeitige Eliminierung der beiden antiparallelen Komponenten. Die Differenzvektoren dieser Stufen sind nicht einheitlich ausgerichtet (Abb. 3.15.c).

Es ist interessant, die mittlere Richtung dieser antiparallelen Differenzvektoren mit der CARM-Richtung dieses Vorkommens zu vergleichen. In Tab. 3.4 sind alle Differenzvektoren dieser Art zusammengestellt und in Abb. 3.15.d gezeichnet. Bei der Bildung der mittleren Richtung wurden alle Differenzvektoren aus dem ersten und vierten Quadranten invertiert. Die mittlere Richtung dieser DV-Vektoren (N = 18, R = 17.260, D = 197.7°, I = -12.6°, k = 23.0, α_{95} = 6.9°) zeigt, daß sie nicht viel anders ist als die CARM-Richtung (vgl. Abb. 3.14). Daß die zwei Gruppen von den DV-Richtungen antiparallel zueinander liegen, spricht dafür, daß hier keine sekundäre Komponente vorliegt. Wenn dies der Fall wäre, lägen die Richtungen dieser zwei Gruppen nicht antiparallel (Cox & Doell 1960).

3.2.3.2 Naila (NA)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Aus diesem Vorkommen wurden drei Testproben (NA 1/1, NA 7/1 und NA 30/2/3) mit der Wechselfeldmethode testentmagnetisiert. In Abb. 3.16 sind die Entmagnetisierungskurven dargestellt. Der steilste Teil dieser Kurven liegt bei 300 Oe. Nach dem Kriterium von Stacey & Banerjee (1974) liegt die optimale Feldstärke wohl in diesem Bereich. Bei der Probe NA 1/1 ergab sich eine plötzliche Zunahme der Remanenzintensität bei 700 Oe. Darauf kommen wir im Absch. c) wieder zurück.

Das Stereogramm der Probe NA 1/1 (Abb. 3.17.a) zeigt, daß die Remanenzrichtung bereits bei 200 Oe einen stabilen Endpunkt erreicht hat. Diese Richtung bleibt bis 500 Oe erhalten, dann tritt ab 700 Oe eine gewaltige Richtungsänderung ein. Das Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.17.b) zeigt ebenfalls, daß das optimale Feld in dem Bereich zwischen 200 und 500 Oe liegt.

Die Probe NA 7/1 zeigt ein etwas außergewöhnliches Verhalten. Jedoch ist aus dem Stereogramm (Abb. 3.18.a) zu entnehmen, daß das optimale Feld unter 500 Oe liegen muß. Über 500 Oe sind die Änderungen der Remanenzrichtungen unregelmäßig. Die scheinbare Deklinations (D^+)-Kurve im Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.18.b) weist darauf hin, daß das optimale Feld zwischen 300 und 500 Oe liegt. Dagegen zeigt die Kurve der scheinbaren Inklination bei 500 und mehr Oe eine ganz andere Richtung. Die optimale Feldstärke für die Entmagnetisierung ist daher wohl 300 Oe.

Die NRM-Richtung der Probe NA 30/2/3 ist bereits etwa die CARM-Richtung. Im Lauf der Entmagnetisierung mit verschiedenen Feldstärken bleiben alle Remanenzrichtungen im Stereogramm praktisch unverändert (Abb. 3.19.a). Das Zijderveld-

Diagramm dieser Proben (Abb. 3.19.b) zeigt, daß ihre Remanenz aus zwei antiparallelen Komponenten besteht, und daß ein optimales Feld beliebig zwischen 25 und 900 Oe gewählt werden darf.

Abb. 3.16
Entmagnetisierungskurve bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben NA 1/1, NA 7/1 und NA 30/2/3

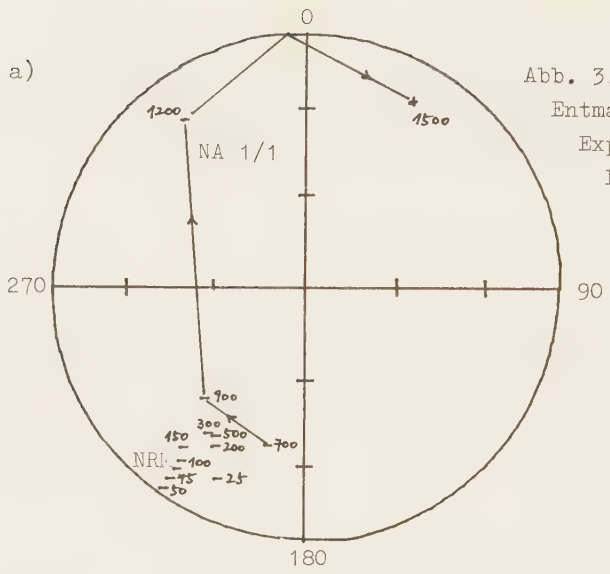
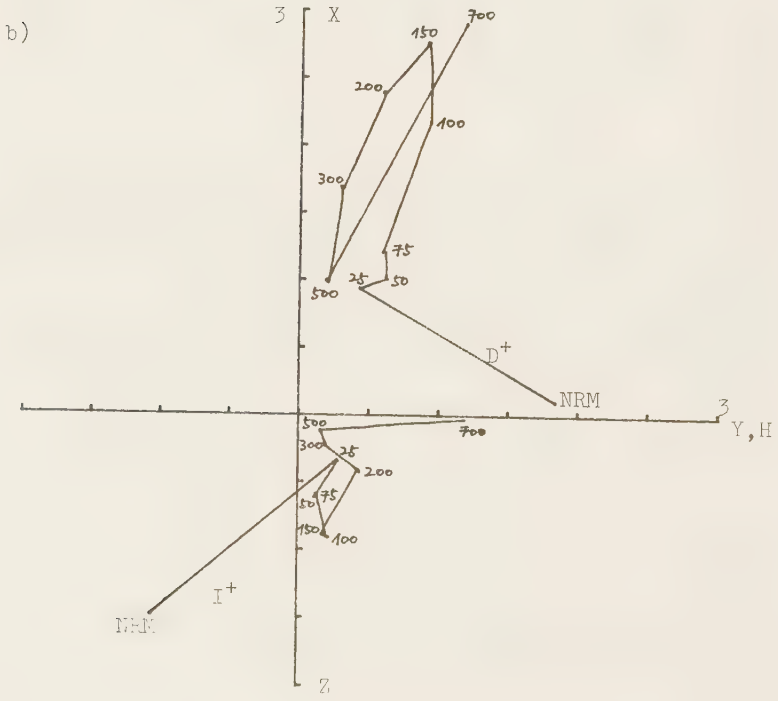


Abb. 3.17 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe NA 1/1



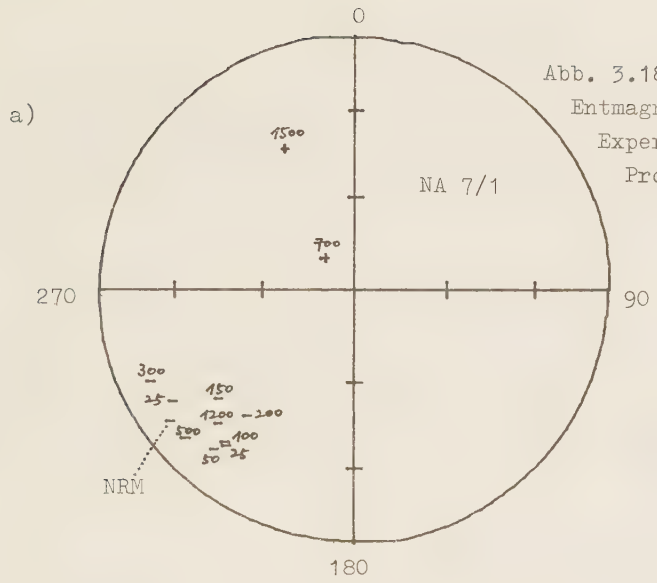
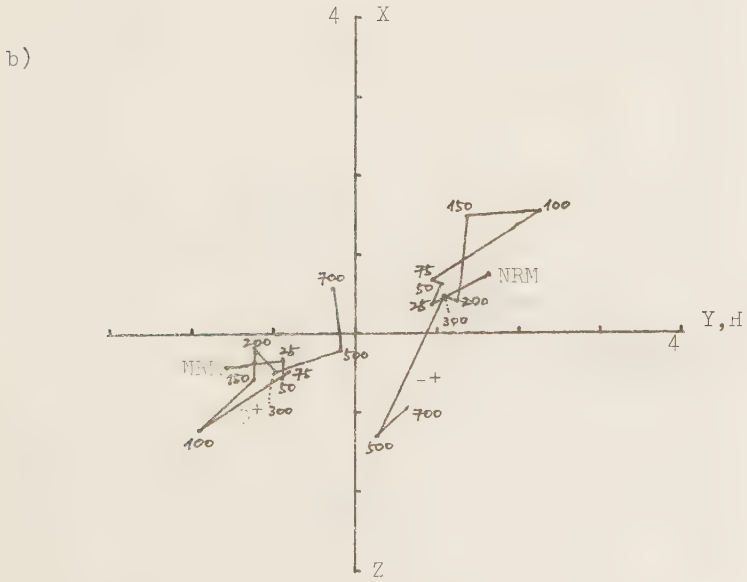


Abb. 3.18 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe NA 7/1



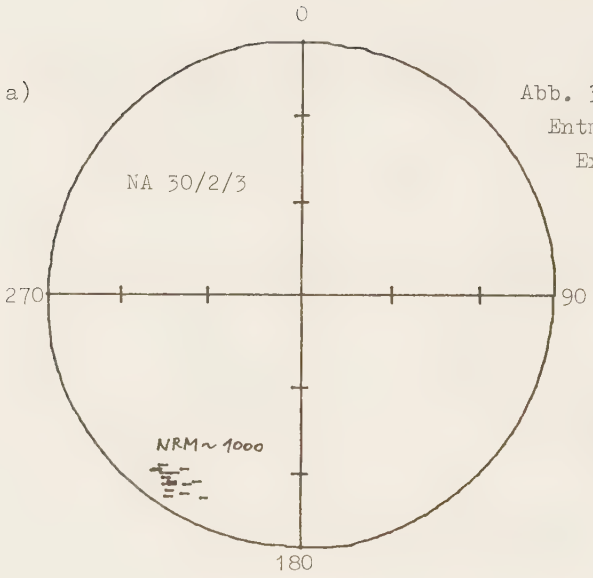
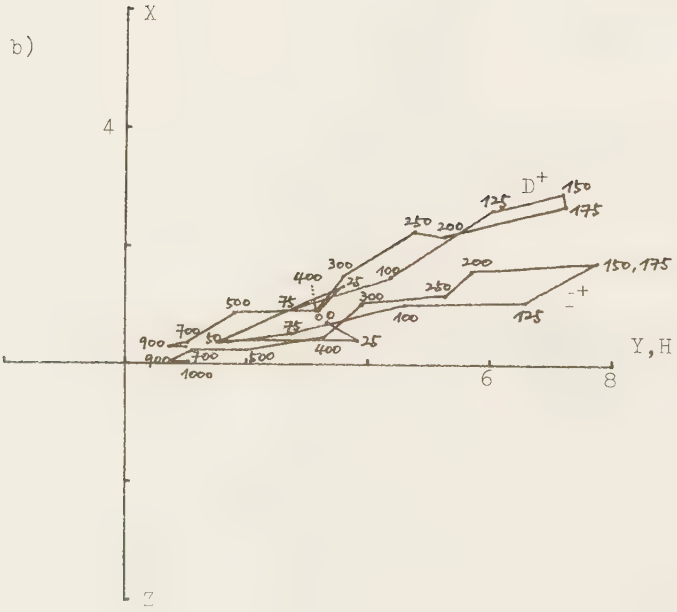


Abb. 3.19 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe NA 30/2/3



b) Ergebnisse der Wechselfeldmagnetisierung

Aufgrund der oben beschriebenen Entmagnetisierungs-Experimente wurden sämtliche Einzelproben, ausgenommen die Proben NA 31/... und NA 32/... mit einer einheitlichen Feldstärke von 300 Oe im Wechselfeld entmagnetisiert. Bei den Proben NA 31/... und NA 32/... besteht aufgrund der Abweichung der NRM vom Rest der Proben NA der Verdacht auf Orientierungsfehler bei der Probenentnahme. Tab. 3.5 und Abb. 3.20 zeigen die Entmagnetisierungsergebnisse, wobei nur die Proben stärker als 0.433 G berücksichtigt worden sind. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf die Probenmittel ergab: N = 11, R = 10.504, D = 209.6°, I = -16.8°, k = 20.2 und α_{95} = 9.4°. Die k- und α_{95}-Werte der NRM waren 3.8 und 19.3° (Tab. 3.2).

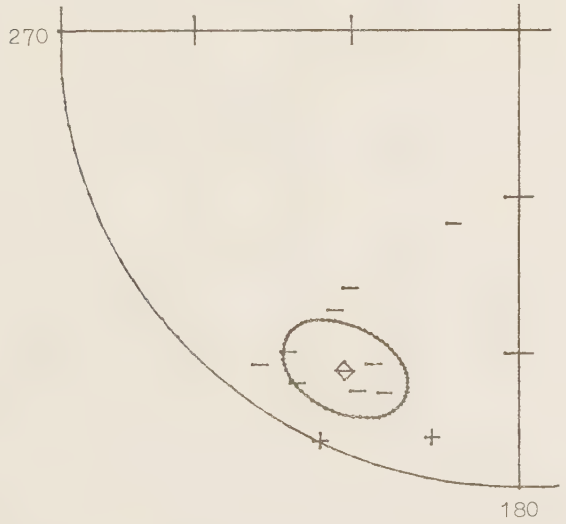


Abb. 3.20 CARM des Vorkommens NA nach Wechselfeld-Entmagnetisierung

Tab. 3.5 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen NA

Proben-bezeich-nung	Entmagneti-sierungs-feldstärke	D	I	J	Probenmit-tel (D,I)	
NA 1/1	300 Oe	213.6°	-31.7°	1.701 μG		
1/3	"	203.5	-42.3	0.776	213.1°	-33.1°
1/4	"	220.3	-24.8	0.987		
2/1	"	203.4	-21.5	0.685	203.4	-21.5
3/1	"	276.8	-19.5	0.688	275.8	-16.4
3/2	"	274.8	-13.3	0.827	anomal	
4/1	"	227.2	- 8.4	1.700	228.8	-10.0
4/2	"	230.4	-11.6	0.701		
5	"	192.0	9.8	0.695	192.0	9.8
6/1	"	217.4	-16.5	0.788		
6/2	"	213.6	-32.1	0.668	213.1	-27.5
6/3	"	207.6	-33.8	1.380		
7/1	"	246.0	-13.6	1.304	221.0	-45.9
7/2	"	157.9	-62.6	1.064		
8/1	"	203.8	-15.3	0.631		
8/2	"	200.9	- 0.6	0.770	205.7	0.4
8/3	"	212.6	17.2	0.496		
9/1	"	199.7	17.9	0.920	200.3	-16.3
9/2	"	201.2	-50.4	0.848		
10/2	"	205.0	-20.2	0.545	204.0	-14.7
10/3	"	203.1	- 9.1	1.329		
30/1/1	"	208.9	- 8.8	1.262		
30/2/3	"	219.1	-11.6	4.040		
30/3/1	"	214.8	-11.4	2.538	212.0	- 9.8
30/4/1	"	209.6	- 7.3	2.693		
30/5/1	"	207.8	- 9.6	2.777		

Tab. 3.5

Proben-bezeichnung	Entmagnetisierungs-feldstärke	D	I	J	Probenmittel (D, I)
33/2/1	300 Oe	207.5°	-16.8°	0.65 µG	
33/3/3	"	220.6	- 7.8	1.34	215.5° -14.5°
33/4/2	"	198.5	-24.9	1.11	
33/5	"	233.9	- 7.1	0.46	

c) Diskussion der Differenzvektoren

Wie beim Vorkommen BL liegen hier wiederum kompliziert aussehende Entmagnetisierungskurven vor. Es kann wie beim Vorkommen BL mit Hilfe der DV-Bildung (Abb. 3.21.a,b,c) analysiert werden, durch welche Remanenzanteile sie gedeutet werden können:

Bei der Probe NA 1/1 wurde bis 50 Oe eine instabile VRM ausgelöscht. Danach wurde bis 150 Oe eine zur CARM entgegengerichtete Remanenzkomponente entmagnetisiert. Die Richtung des Differenzvektors von 150 - 200 Oe liegt etwas weg von der CARM-Richtung. Es handelt sich dabei wahrscheinlich um zwei antiparallele Komponenten mit einer Überlappung der Koerzitivkräfte. Danach wurde bis 500 Oe die CARM-Komponente entmagnetisiert. Eine dazu antiparallele Komponente wurde wiederum zwischen 500 und 700 Oe abgebaut. Durch Entmagnetisierung mit der Feldstärke zwischen 700 und 900 Oe wurde die CARM letztlich weitgehend ausgelöscht.

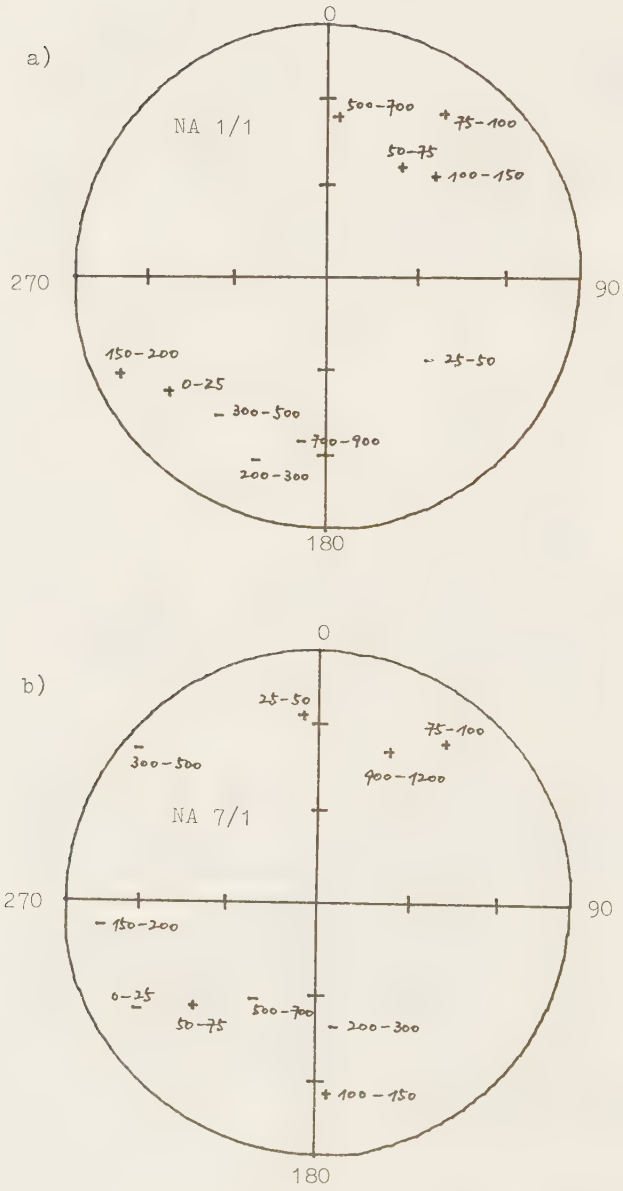
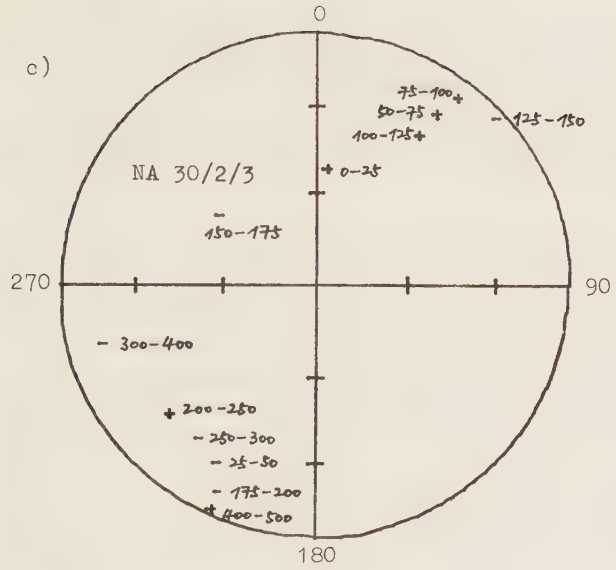


Abb. 3.21 a)-c): Differenzvektoren (DV) jeder Entmagnetisierungsstufe beim Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment



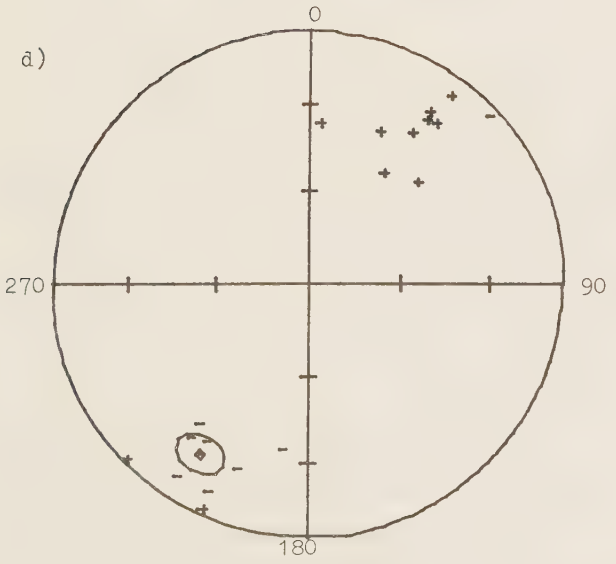


Abb. 3.21 d): Ausgewählte Differenzvektoren. Auswahlkriterien s. Text.

Bei der Probe NA 7/1 ist die Intensitätsänderung gering, so daß die DV-Methode wenig hilft. Jedoch gibt es zwischen 75 und 100 Oe bzw. 900 und 1 200 Oe einen verhältnismäßig raschen Anstieg der Remanenzintentistät, was auf die Eliminierung einer zur CARM antiparallelen Komponente zurückgeführt werden kann.

Bei der Probe NA 30/2/3 sind die zwei diametralen Gruppen der DV-Richtungen deutlich zu sehen. Bis 25 Oe wurde eine VRM abgebaut, deren Richtung annähernd die heutige Magnetfeldrichtung am Probenort ist. Zwischen 25 und 50 Oe wurde eine der CARM parallele Komponente, zwischen 50 und 150 Oe die dazu antiparallele Komponente entmagnetisiert. Ausgenommen in den Intervallen 150 - 175 Oe, 200 - 250 Oe und 300 - 400 Oe wurde danach allein die CARM-Komponente weiter entmagnetisiert. Die Neigung der Entmagnetisierungskurve in diesen genannten Intervallen ist flacher als in anderen Bereichen, was auf einen gleichzeitigen Abbau von zwei antiparallel gerichteten Komponenten mit ähnlichen Koerzitivkräften hinweist.

Alle Differenzvektoren, die offensichtlich durch die Auslöschung einer einzigen Komponente zustande kommen, sind in Tab. 3.6 zusammengefaßt und in Abb. 3.21.d gezeichnet. Es sind in der Abbildung deutlich zwei antiparallele Gruppen von den Differenzvektoren zu sehen. Aus der Tatsache, daß diese zwei Gruppen zueinander diametral sind, kann geschlossen werden, daß die NRM dieses Vorkommens, wie beim Vorkommen BL, bis auf eine ganz instabile VRM ausschließlich aus zwei antiparallelen Remanenzkomponenten besteht. Die instabile VRM konnte mit einem geringfügigen Wechselfeld von weniger als 75 Oe leicht beseitigt werden.
Die Anwendung der Fisher-Statistik auf diese Differenzvektoren ergab: N = 19, R = 18.122, D = 212.1°, I = -21.9°, k = 20.5 und α_{95} = 7.1°. Bei der Mittelwertbildung wurden die im ersten Quadranten befindlichen Differenzvektoren invertiert. Der Unterschied der D- und I-Werte zwischen den mittleren Richtungen der CARM und der DV ist jeweils 1.5° bzw. 5.1°, was innerhalb des α_{95}-Fehlerkreises liegt.

Tab. 3.6 Einige Differenzvektoren der Testproben aus NA, die offensichtlich auf die alleinige Entmagnetisierung einer Remanenzkomponente hinweisen.

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsstufe	Differenzvektor D	I
NA 1/1	50 - 75 Oe	34.2°	46.2°
	75 - 100	35.8	21.6
	100 - 150	47.0	41.0
	200 - 300	200.8	-23.2
	300 - 500	217.5	-31.2
	500 - 700	4.3	36.6
	700 - 900	188.6	-34.3
NA 7/1	75 - 100	38.5	20.4
	900 - 1 200	25.1	34.2
NA 30/2/3	25 - 50	214.0	- 9.7
	50 - 75	35.1	18.3
	75 - 100	37.0	8.0
	100 - 125	34.4	28.8
	125 - 150	46.9	- 3.3
	175 - 200	205.5	-10.5
	280 - 300	217.0	-25.2
	400 - 500	204.6	2.8
	500 - 700	212.5	-27.4
	700 - 900	225.5	1.6

3.2.3.3 Köditz (K)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Wegen der nicht einheitlichen magnetischen Eigenschaften war dieses Vorkommen schwierig zu bearbeiten. Einzelne Proben verhielten sich gegenüber Entmagnetisierungsversuchen unterschiedlich. Dieses kann man schon an der Verteilung der NRM-Richtungen (Abb. 3.22) sehen. Die NRM-Richtungen der im Gelände abgebohrten Proben sind in Abb. 3.22.a und die der in der zweiten Geländefahrt als Handstücke entnommenen Proben sind in Abb. 3.22.b gezeichnet. In Abb. 3.22.a ist deutlich zu sehen, daß die NRM-Richtungen drei abgetrennte Gruppen bilden: Die Proben K 1 bis K 9 (Gruppe 1) sammeln sich im dritten Quadranten mit flachen Inklinationen. Dagegen befinden sich die Proben K 10 bis K 17 (Gruppe 2) mit steilen Inklinationen in der Mitte des Schmidt'schen Netzes. Die Proben K 18 (Gruppe 3) sind entweder allochthon oder wurden im Gelände nicht korrekt orientiert. Die Richtungen der Proben aus Handstücken (Gruppe 4) zeigen eine langgezogene Ovalform.

Mit Ausnahme der Gruppe 3 wurde aus jeder Probengruppe je eine repräsentative Probe (K 2/2, K 17/2 und K 32/4/3) als Testprobe ausgewählt und mit dem Wechselfeld entmagnetisiert. Abb. 3.23 zeigt die Ergebnisse. Wie erwartet zeigen die drei Testproben unterschiedliches Verhalten:

Bei der Probe K 2/2 aus der ersten Gruppe wird mit einem Wechselfeld von etwa 200 Oe eine stabile Endrichtung erreicht. Oberhalb 300 Oe wird die Remanenzrichtung chaotisch gestreut.

Bei der Probe K 17/2 aus der zweiten Gruppe wird keine stabile Endrichtung erreicht. Vielmehr treten ab 200 Oe plötzlich hin und her pendelnd aussehende Richtungsänderungen auf. An dieser Probengruppe ist die Wechselfeldmethode nicht anwendbar.

Die Probe K 32/4/3 wird durch die Wechselfeld-Entmagnetisierung kaum beeinflußt. Diese stabile Richtung ist schwierig zu

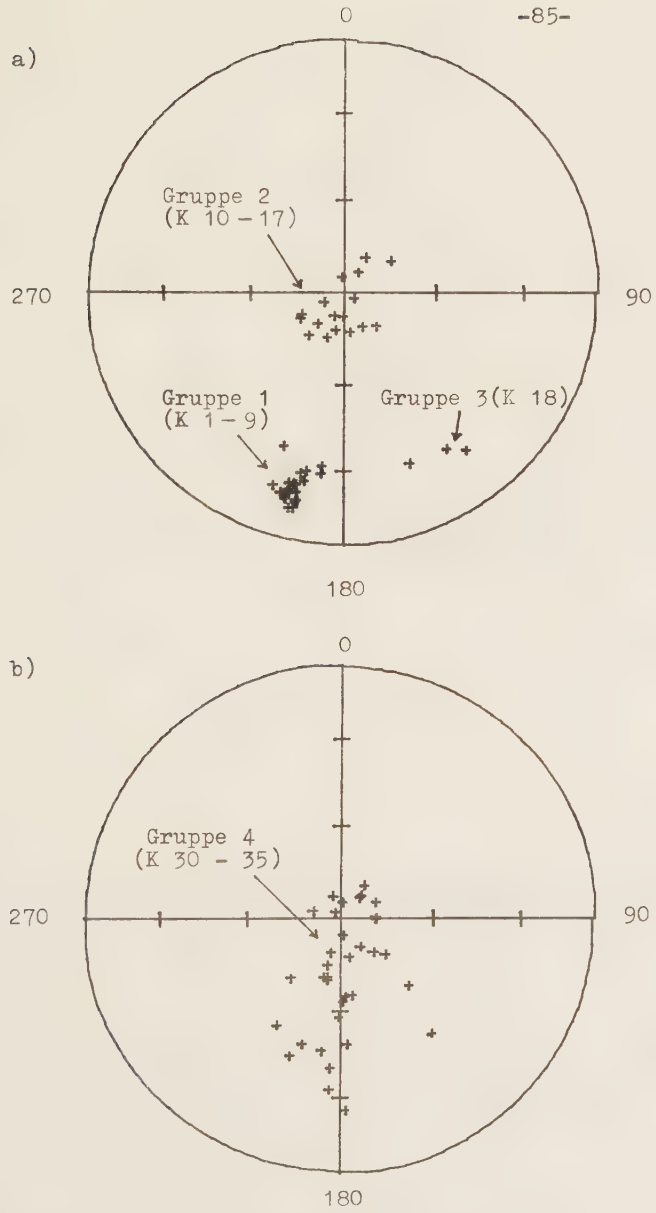


Abb. 3.22 NRM-Verteilung beim Vorkommen K
a) im Gelände abgebohrte Proben
b) als Handstück entnommene Proben

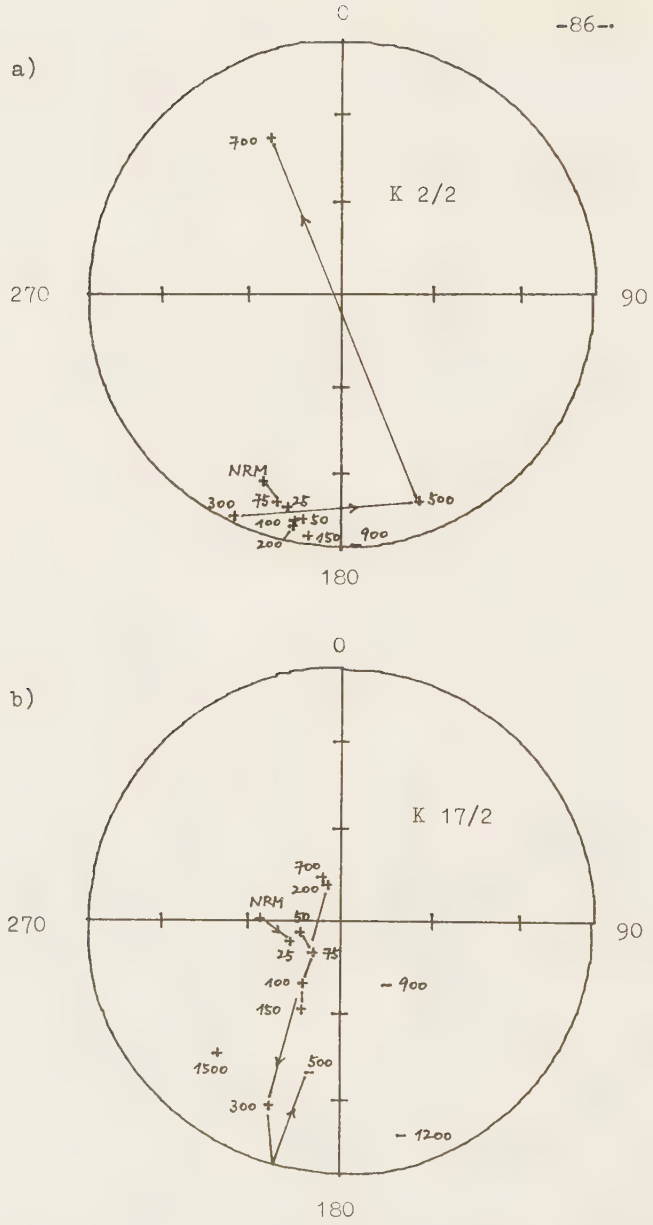
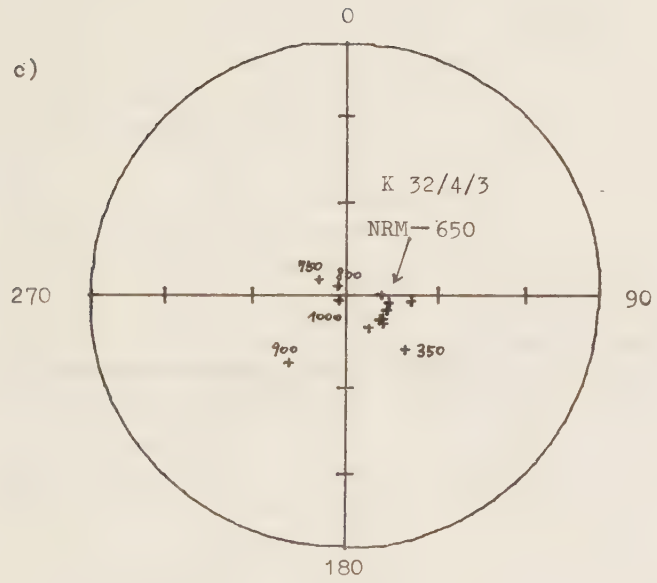


Abb. 3.23 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit den Proben aus den Gruppen 1, 2 und 4 des Vorkommens K

Abb. 3.23 c



deuten.

Diese Entmagnetisierungs-Experimente zeigen, daß nur die Proben aus der ersten Probengruppe mit der Wechselfeldmethode bearbeitbar sind.

Zur Ermittlung der optimalen Entmagnetisierungs-Feldstärke wurde bei der Probe K 2/2 noch die Abnahme der Intensität mit steigender Feldstärke und das Zijderveld-Diagramm betrachtet (Abb. 3.24). Die Entmagnetisierungskurve zeigt einen raschen Abfall der Intensität zwischen 200 und 300 Oe. Das Zijderveld-Diagramm weist auch diesen Bereich als optimal aus. Nach diesen Kriterien wurde eine optimale Feldstärke für die Proben K 1 bis K 9 von 300 Oe gewählt.

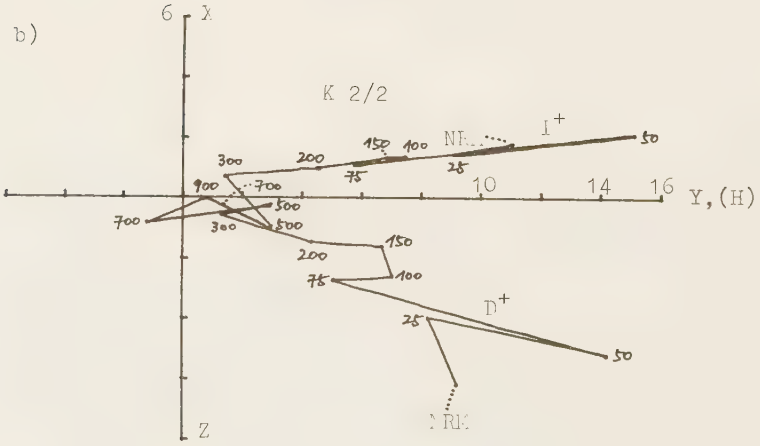


Abb. 3.24 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe K 2/2

Durch die Wechselfeld-Entmagnetisierung sämtlicher Proben dieser Gruppe ergab sich der Mittelwert von D = 197.0° und I = 10.9°. Dieser Wert weicht erheblich von demjenigen der vorher untersuchten Vorkommen BL und NA ab: Insbesondere ist die Inklination dieses Vorkommens positiv, während die der Vorkommen BL und NA negativ waren. Offenbar war die Bestimmung der optimalen Bedingungen durch eine einzige Testprobe nicht ausreichend.
Daher wurde die Testentmagnetisierung mit zwei weiteren Testproben K 3/2 und K 8/1 erweitert:

Die Stereogramme dieser beiden Proben (Abb. 3.25) ergeben wegen der schwachen Remanenz (um 1 μG) zwar keinen so eindeutig klaren Überblick, jedoch ist zu entnehmen, daß das optimale Feld im Bereich von 500 bis 600 Oe liegen dürfte. In diesem Bereich bleibt die Remanenz-Intensität mehr oder minder konstant (Abb. 3.26.a). Die Zijderveld-Diagramme dieser Proben (Abb. 3.26.b.c) deuten darauf hin, daß das optimale Feld im Bereich von 500 bis 600 Oe liegt.

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Aufgrund der obigen Interpretation wurden alle Proben der ersten Gruppe, d.h. K 1 bis K 9, zunächst mit einem Wechselfeld von 550 Oe und danach mit dem von 600 Oe entmagnetisiert. Aus diesen Resultaten wurde eine mittlere Richtung nach einer Methode der minimalen Streuung (Dagley & Ade-Hall 1970) bestimmt. Bei dieser Methode soll eine mittlere Richtung aus derjenigen Kombination der Remanenz-Richtungen gebildet werden, die von anderen möglichen Kombinationen der Remanenz-Richtungen bei verschiedenen Feldstärken die kleinste Streuung zeigt. Dabei müssen die Feldstärken nicht einheitlich sein. Ursprünglich benutzten Irving, Stott & Ward (1961) diese Methode, indem sie einige Testproben mit wachsenden Feldstärken entmagnetisierten und schließlich dasjenige Feld, bei dem die kleinste Streuung auftrat, als ein optimales Feld ansahen. Diese Methode ist besser für ein Material an-

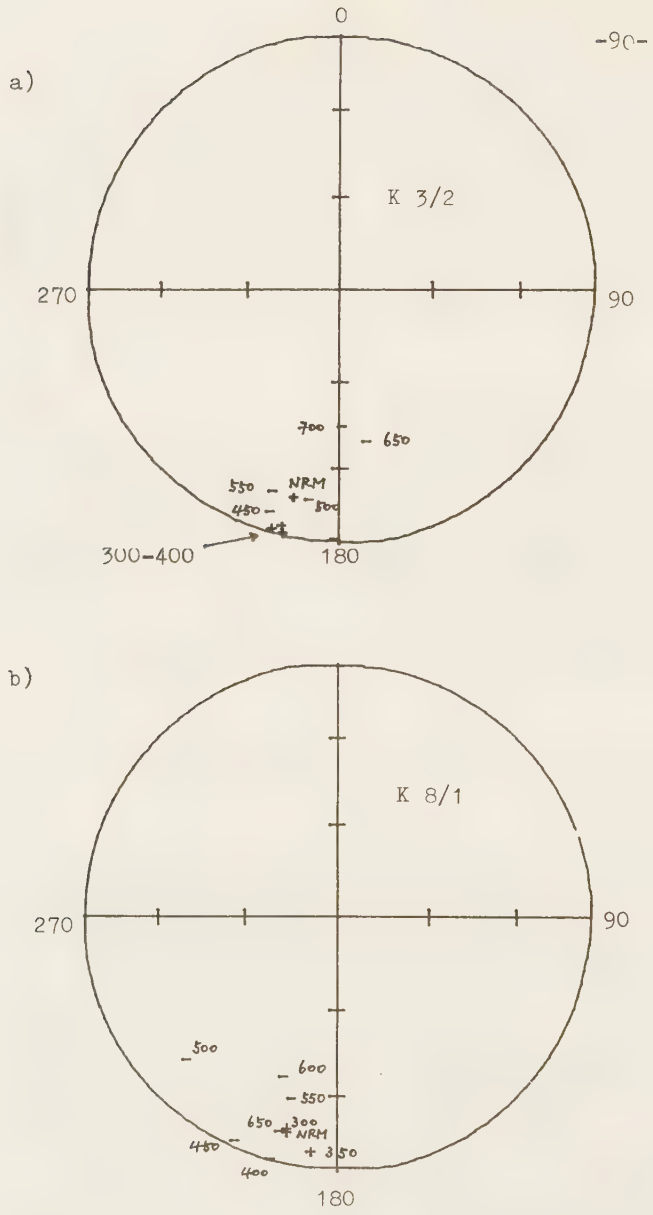
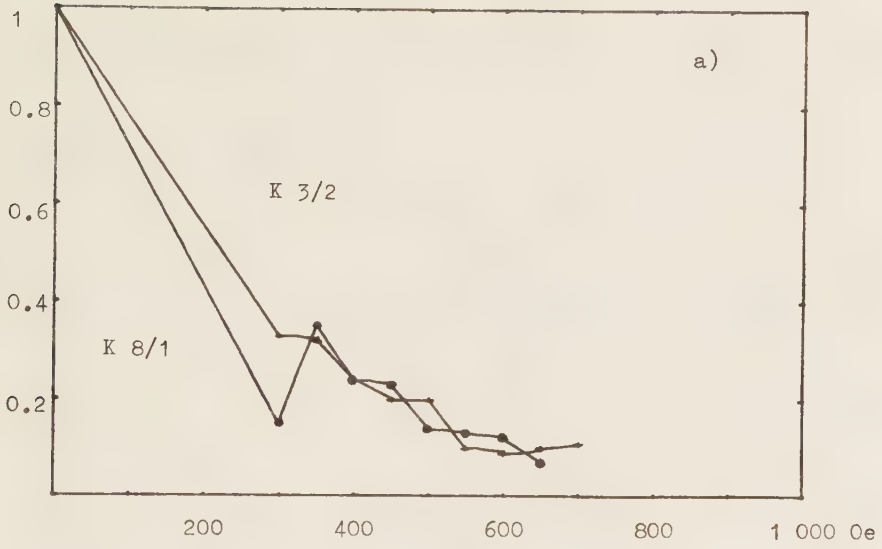


Abb. 3.25 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben K 3/2 und K 8/1



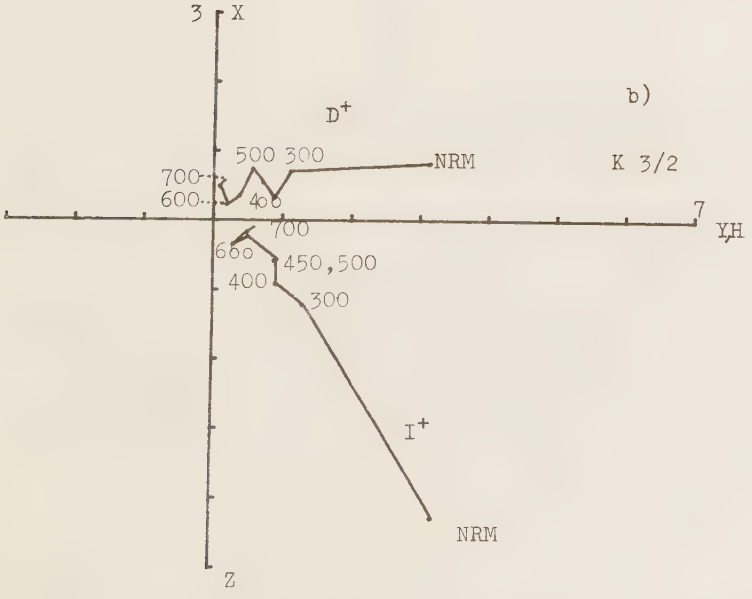
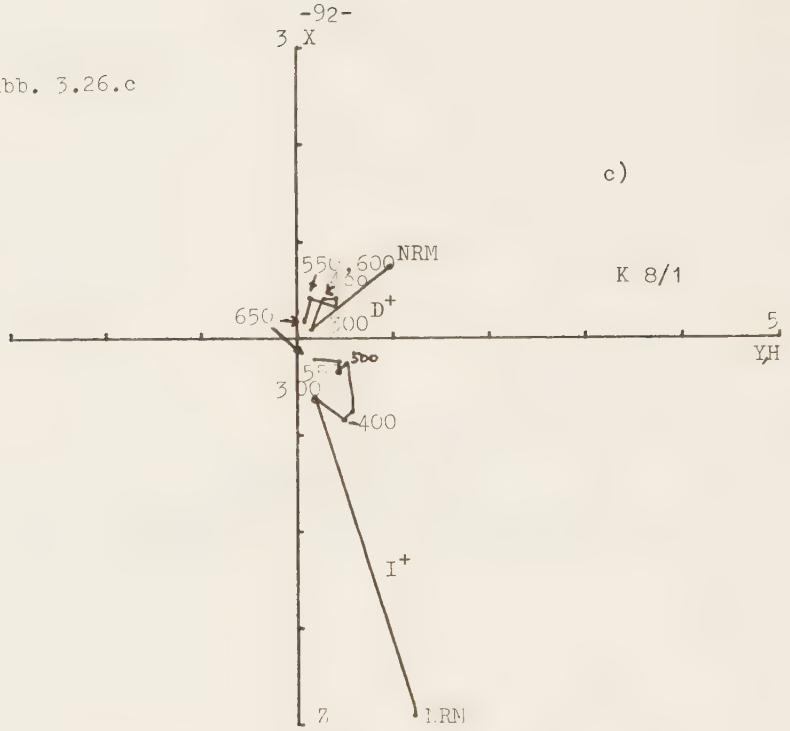


Abb. 3.26 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben K 3/2 und K 8/1

Abb. 3.26.c



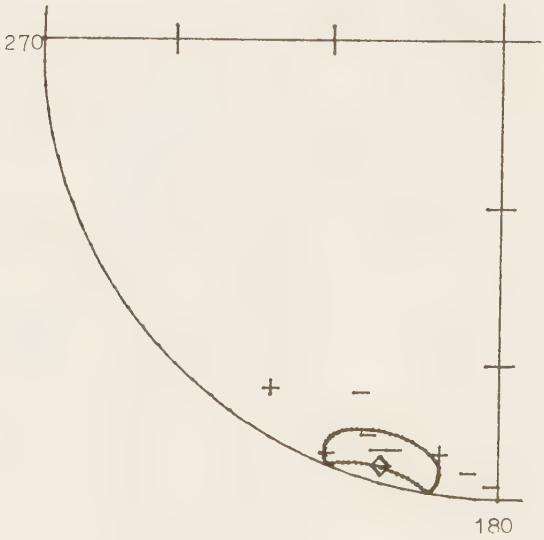
wendbar, das sich magnetisch einheitlich verhält, während die Methode von Dagley & Ade-Hall besser ist für ein so unterschiedlich sich verhaltendes Material wie das Vorkommen K.

Tab. 3.7 zeigt das Resultat der Anwendung dieser Methode. In Abb. 3.27 sind die CARM-Richtungen mit dem Mittelwert und der α_{95}-Fehlerkreis dargestellt. Es treten noch zwei Vektoren mit positiver Inklination auf, aber diese Richtungen wurden bei dem thermischen Entmagnetisierungs-Experiment reproduziert (s. Absch. d)), so daß sie als reell angesehen werden müssen. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf dieses Resultat ergab folgenden Mittelwert: N = 9, R = 8.776, D = 195.4°, I = -4.2°, k = 35.7 und α_{95} = 7.8°.

Tab. 3.7 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen K

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
K 1	600 Oe	213.2°	10.2°	0.96 μG	213.2°	10.2°
2/1	"	199.2	- 9.1	0.55	202.5	- 2.9
2/2	300	205.7	3.3	1.571		
3/1	550	206.5	- 8.0	1.19		
3/2	"	198.7	-18.0	0.56	198.2	-10.1
3/3	"	189.5	- 4.1	0.79		
4/1	"	181.8	-13.5	0.94		
4/2	600	209.3	- 1.0	0.94	194.3	- 8.7
4/3	550	191.5	-11.0	1.20		
5/1	"	176.0	- 4.5	0.51	180.9	- 3.2
5/3	600	185.7	- 1.8	0.51		
6/1	550	207.9	- 0.9	1.06	196.3	- 7.6
6/2	"	184.3	-14.0	0.81		
7/1	"	182.7	- 6.6	0.52	184.0	- 6.1
7/2	"	185.3	- 5.6	0.59		
8/1	"	194.0	-26.8	0.54	201.3	-18.5
8/2	"	207.9	-10.0	1.00		
9/1	"	195.0	14.3	0.71	188.0	9.8
9/3	"	181.1	5.1	0.74		

Abb. 3.27 CARM des Vorkommens K nach Wechselfeld-Entmagnetisierung



c) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Weil es sich bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung herausstellte, daß die Proben ab K 10 (die zweite Probengruppe) und die als Handstück genommenen Proben mit dieser Methode nicht zu bearbeiten sind, wurden diese Proben der thermischen Entmagnetisierung unterzogen.
Für die Bestimmung der optimalen Temperatur wurden sechs Testproben (K 11/1, K 16/1, K 18/3, K 31/5/1, K 32/4/1 und K 35/5/1) ausgewählt: Da die Erfahrung mit der Wechselfeld-Entmagnetisierung zeigte, daß die magnetischen Eigenschaften der Proben aus diesem Vorkommen recht kompliziert sind, wurde

die Probenzahl erhöht.
Bei diesen thermischen Testentmagnetisierungen ergab sich, daß die als Handstück entnommenen Proben keine brauchbaren Resultate lieferten: Die Remanenz der Probe K 31/5/1 war bei 250° C zu schwach geworden. Die Remanenz-Richtungen der Probe K 32/4/1 und K 35/5/1 blieben trotz der thermischen Entmagnetisierung immer noch in der Umgebung der NRM-Richtung. Die Analyse der Differenzvektoren zeigte die gleichzeitige Entmagnetisierung von mindestens zwei Remanenz-Vektoren. Sie wurden daher bei den weiteren Untersuchungen weggelassen.

Die Entmagnetisierungs-Kurven der Proben K 11/1, K 16/1 und K 18/3 aus der zweiten Probengruppe sind in Abb. 3.28 dargestellt. Schon bei 100° C erfolgte eine rasche Abnahme der Remanenz. Im Gegensatz zur Wechselfeld-Entmagnetisierung ist offensichtlich das Verhalten dieser Proben bei der thermischen Entmagnetisierung nicht unterschiedlich. Allerdings ist es schwierig, mit diesen Kurven die optimale Temperatur zu bestimmen. Vielleicht liegt sie im Bereich zwischen 350 und 400° C, wo die Remanenz weiter abfällt.
Die Stereogramme (Abb. 3.29) geben einen Hinweis darauf, daß bei etwa 350° C ein stabiler Endpunkt erreicht worden ist. Die Proben reagierten auf die thermische Behandlung sehr empfindlich. Es könnte zwar zweckmäßiger sein, wenn die Entmagnetisierung in noch dichteren Temperaturabständen durchgeführt worden wäre. Aber eine noch genauere Temperatur-Regelung war mit den vorhandenen Geräten nicht möglich. Die Zijderveld-Diagramme dieser Proben weisen wiederum auf die Temperatur von 350° C als optimal hin.

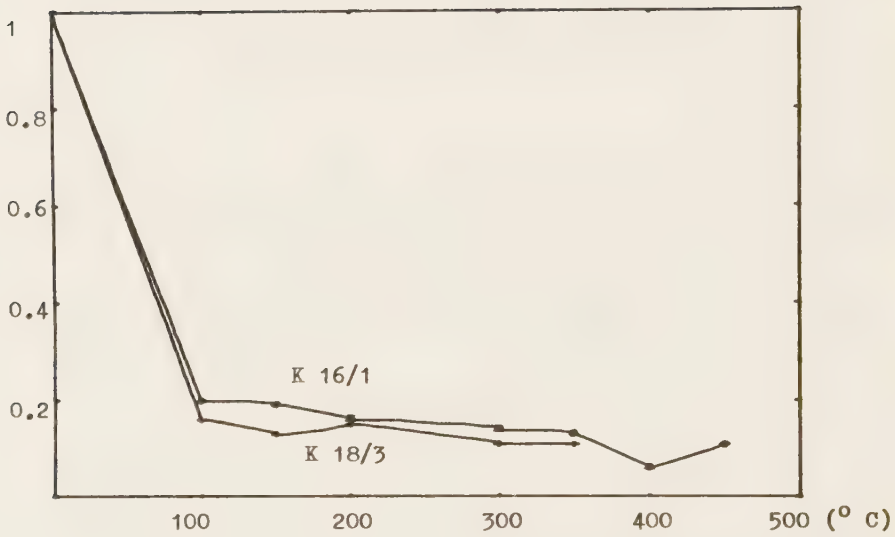
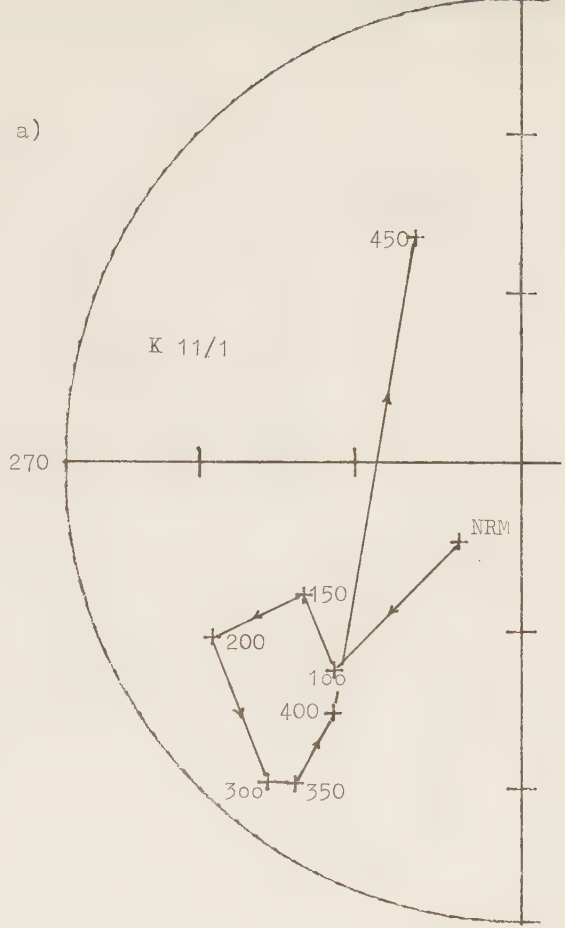


Abb. 3.28 Entmagnetisierungskurve bei thermischer Testentmagnetisierung mit den Proben K 11/1, K 16/1 und K 18/3.

Die Kurve für K 11/1 ist der Einfachheit halber nicht gezeichnet. Sie ist mit der für K 16/1 fast identisch.



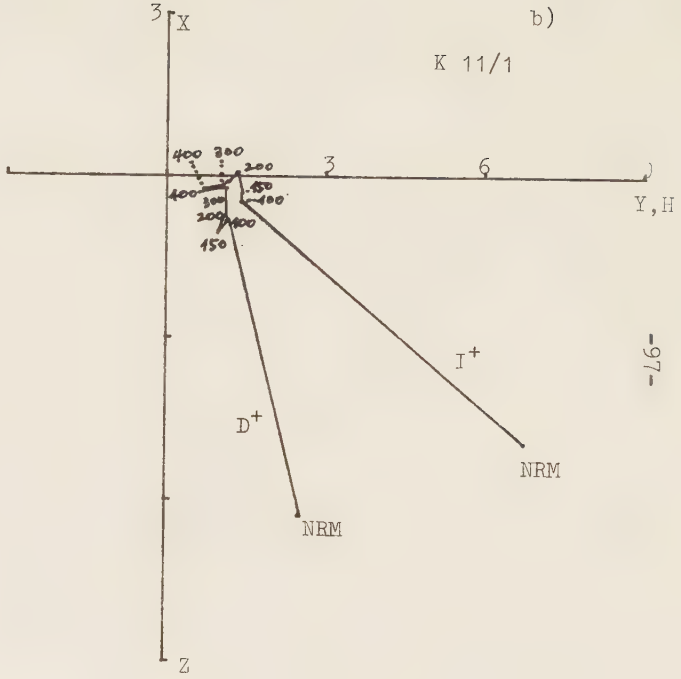
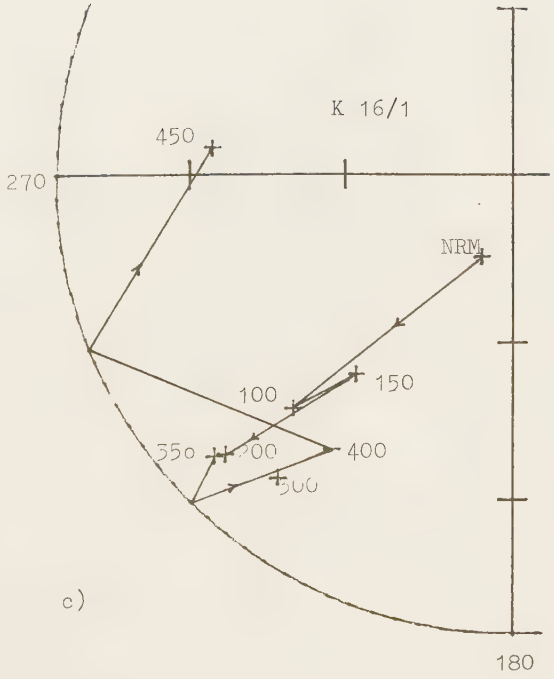
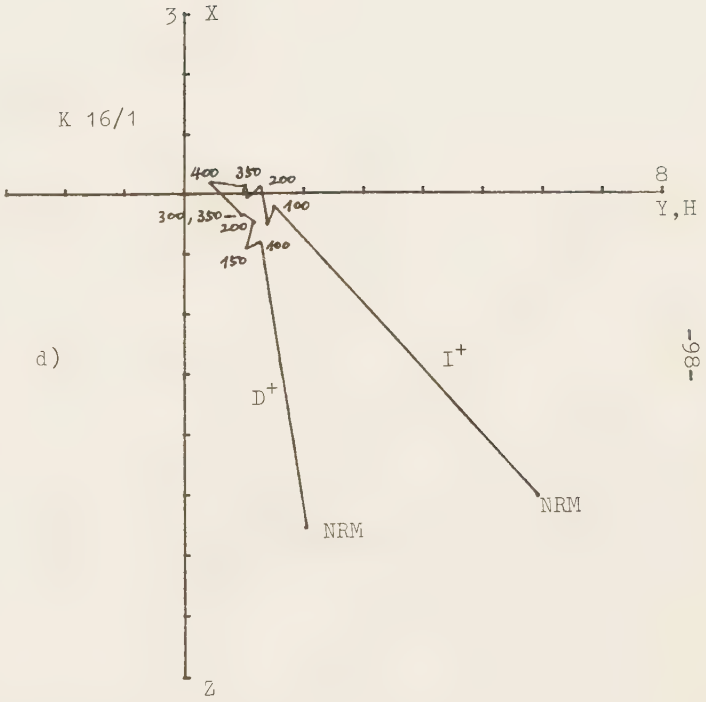


Abb. 3.29 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben K 11/1, K 16/1 und K 18/3.

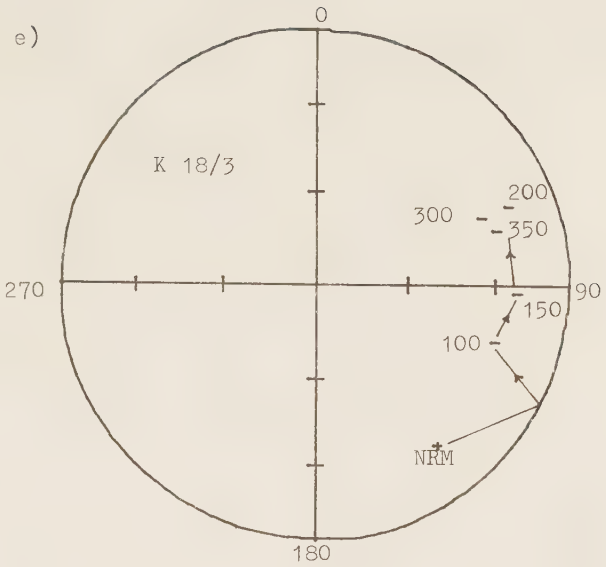

K 16/1
450
270
NRM
150
100
350
400
180

c)

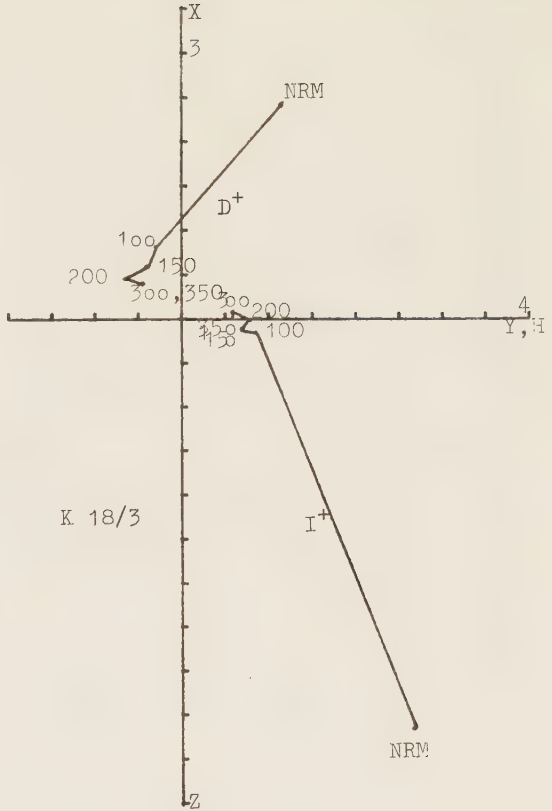

3
X
K 16/1
400
350
200
100
300, 350
200
400
150
8
Y, H
Z
NRM
NRM

d)

e)


0
90
180
270
K 18/3
200
300
350
150
100
NRM

f)


X
3
NRM
D+
100
150
200
300
350
Y,H
4
K 18/3
I+
NRM
Z

d) Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung

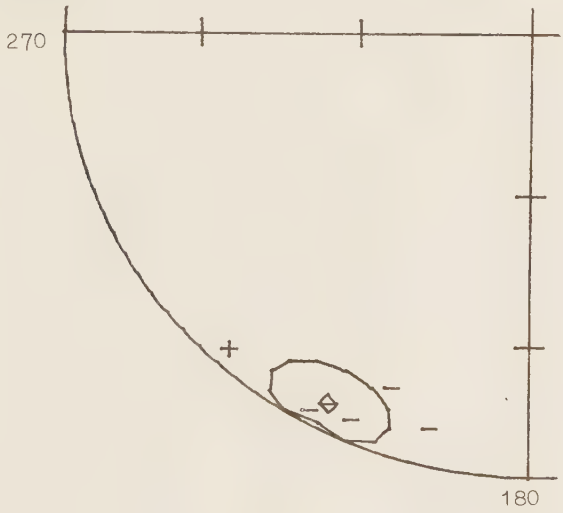
Alle Proben aus der zweiten Gruppe (K 10~K 18) wurden erst mit 350° C und dann nochmals mit 400° C entmagnetisiert. Die meisten Remanenzrichtungen bei 350° C zeigen noch positive, jedoch die meisten bei 400° C schon negative Inklinationen. Weil die Inklination der mittleren CARM von den Proben der ersten Gruppe dieses Vorkommens negativ war (s. Absch. b)), wurden die Richtungen bei 400° C als CARM angesehen. Allerdings weicht die Richtung der Probe K 11/1 bei 400° C von den Richtungen der anderen Proben mehr ab als die bei 350° C. Bei dieser Probe könnte daher die Richtung bei 350° C charakteristisch sein und nicht die bei 400° C.

In Tab. 3.8 sind die Ergebnisse zusammengestellt und die Richtungen sind in Abb. 3.30 gezeichnet

Tab. 3.8 Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen K

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungs-Temp.	D	I	J	Probenmittel (D, I)	
K 10/1	400° C	190.3°	-13.0°	0.44 μG	193.5°	-9.3
10/2	"	196.6	- 5.6	0.64		
11/1	350° C	215.6	15.4	1.064	222.1	4.5
11/2	400° C	228.4	- 6.4	0.73		
14/1	"	196.6	-16.8	0.46	200.3	-15.9
14/2	"	204.0	-15.0	0.76		
15/3	"	218.3	0.5	0.60	209.0	- 3.2
15/4	"	199.7	- 6.9	0.44		
16/1	"	213.5	-29.2	0.497	213.9	-11.8
16/2	"	214.3	5.6	1.19		
17/1	"	203.7	- 5.6	0.69	203.7	- 5.6

Abb. 3.30 CARM des Vorkommens K nach thermischer Entmagnetisierung



Dabei wurden aber die Proben K 13/... und K 18/... nicht berücksichtigt: Die Intensität dieser Proben K 13/... war bei der Entmagnetisierung zu schwach geworden. Die Richtungen der Probe K 18/... sind mit einem mittlerem Richtungswert von $D = 76.4^{\circ}$ und $I = -19.2^{\circ}$ anomal. Das zeigte auch schon die NRM. Es handelt sich dabei wohl um einen nicht anstehenden Ausbiß.

Die Anwendung der Fisher-Statistik auf diese Probengruppe ergab: N = 6, R = 5.884, $D = 207.1^{\circ}$, $I = -7.0^{\circ}$, k = 43.1 und $\alpha_{95} = 8.7^{\circ}$.

3.2.3.4 Rothenbürg (RO)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

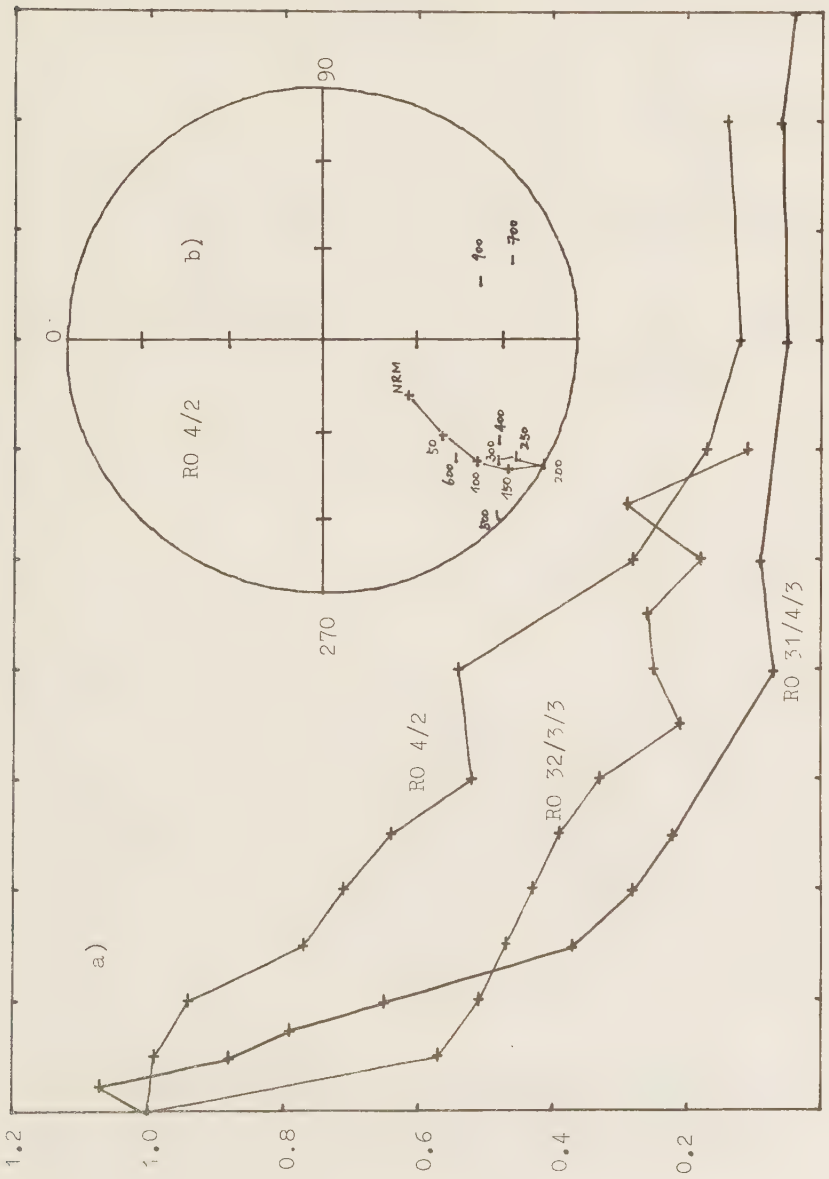
Bei diesem Vorkommen wurden zunächst drei Testproben aus den im Gelände abgebohrten Proben (RO 1/2, RO 4/2 und RO 10/2) mit der Wechselfeldmethode testentmagnetisiert.

Abb. 3.31 zeigt die Ergebnisse der Testentmagnetisierung mit der Probe RO 4/2. Wie im Stereogramm zu sehen ist, fallen die Remanenz-Richtungen bei 300 Oe und 400 Oe sehr gut zusammen. Bei diesen Feldstärken wurde die Remanenz-Intensität auf etwa 50 % der NRM reduziert. Die Intensität fällt bis 700 Oe ständig ab. Die rasche Richtungsänderung ab 500 Oe dürfte auf die nur noch ungenau messbare Remanenz und auf die Überprägung mit einer ARM zurückgeführt werden. Im allgemeinen wird der ARM-Anteil mit dem anwachsenden Spitzen-Wechselfeld immer größer und gegebenenfalls schon bei 400 Oe spürbar (Snape 1971, Hailwood & Molyneux 1974). Eine Entmagnetisierung muß deshalb mit einer möglichst geringen Feldstärke durchgeführt werden. Die optimale Feldstärke für diese Probe ist damit wohl 300 Oe. Die Remanenz-Richtungen bei dieser Feldstärke stimmen mit den CARM-Richtungen der vorher untersuchten Vorkommen gut überein.

Die anderen zwei Proben lieferten keine brauchbaren Ergebnisse: Sie wiesen eine unsystematische Richtungsänderung bei der Entmagnetisierung auf. Außerdem verringerte sich ihre Remanenz-Intensität schon bei 300 Oe auf nicht mehr meßbare Werte. Eine so instabile Remanenz ist wahrscheinlich nicht die gesuchte TRM (oder gegebenenfalls eine CRM).

Als nächstes wurden die Proben RO 31/4/3, RO 32/3/3 und RO 34/5/3 aus den Handstücken testentmagnetisiert.
Bei der Probe RO 31/4/3 sind die Remanenz-Richtungen von 200 bis 400 Oe unverändert geblieben (Abb. 3.32.a). Das Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.32.b) spricht für ein optima-

Abb. 3.31 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben RO 4/2, RO 31/4/3 und RO 32/3/3



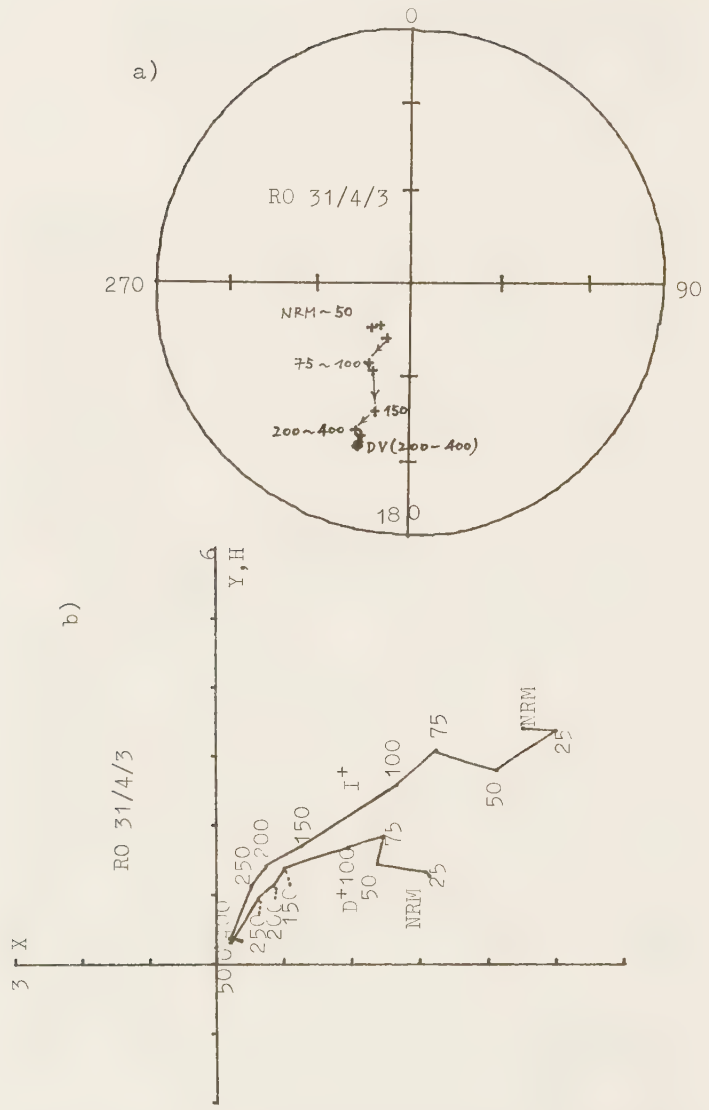


Abb. 3.32 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe RO 31/4/3

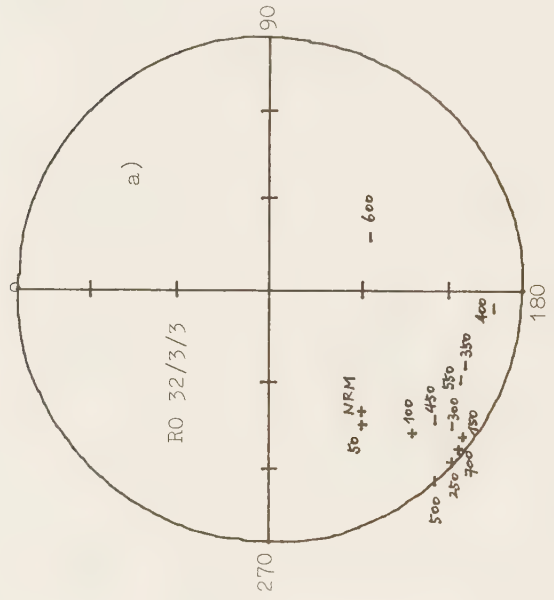
les Feld auch in diesem Bereich.
Die Probe RO 32/3/3 zeigt ein etwas kompliziertes Verhalten. Es ist jedoch aus dem Stereogramm (Abb. 3.33.a) zu entnehmen, daß ihre CARM-Richtung nicht viel anders ist als die der oben diskutierten Probe RO 4/2. Ihr Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.33.b) ist so zu deuten, daß die Remanenz-Richtungen bei 350 bis 550 (außer 500 Oe) praktisch gleich sind: Wegen der schwachen Intensität der Probe in diesem Bereich (etwa 1 μG) konnten die Richtungen nicht mehr sehr genau vermessen werden. Außerdem zeigt das Zijderveld-Diagramm deswegen solch ein Zick-Zack-Muster, weil die Remanenz-Intensität im Lauf der Entmagnetisierung nicht rasch abnimmt sondern praktisch konstant bleibt. Channel (1977) glaubt, daß ein derartiges Zijderveld-Diagramm bei schwächeren Proben doch noch vertretbar sei (s. auch seine Fig. 4).
Bei der Probe RO 34/5/3 ging die Remanenz-Intensität schon bei 250 Oe unter den Pegel des Magnetometers.

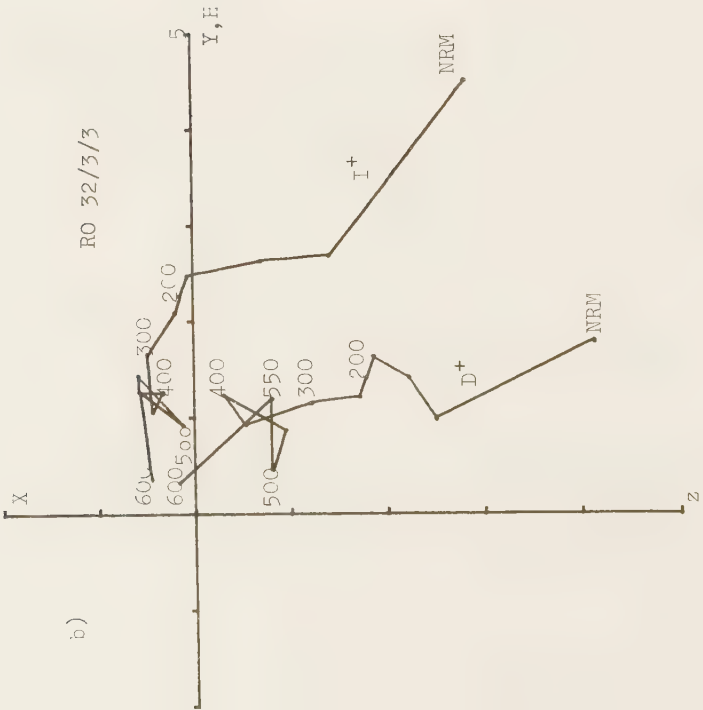
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

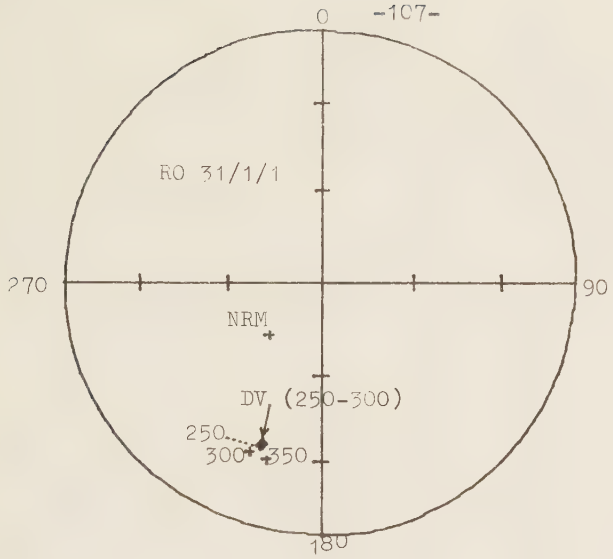
Die im Gelände abgebohrten Proben wurden nach dem Resultat der Testentmagnetisierung mit der Probe RO 4/2 sämtlich mit einem Wechselfeld von 300 Oe entmagnetisiert. In Tab. 3.9 sind die Ergebnisse zusammengefaßt. Dabei wurden die Proben RO 1/... und RO 10/... weggelassen, da sich diese bei der Testentmagnetisierung als instabil erwiesen. Die anderen nicht aufgeführten Proben besitzen entweder anomale Remanenz-Richtungen oder schwache Intensitäten.

Die Handstückproben wurden mit dem Wechselfeld von 350 Oe entmagnetisiert. Dabei wurden die Proben RO 30/... und RO 34/... wegen ihrer schwachen Intensität ($< 0.433\,\mu$G) weggelassen.
Weil die Proben RO 31/... nach der Entmagnetisierung noch eine verhältnismäßig steile positive Inklination zeigten, wurde das Entmagnetisierungsexperiment mit einer dieser Proben erweitert, und zwar mit der Probe RO 31/1/1:

Abb. 3.33 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe RO 32/3/3







Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe RO 31/1/1
Abb. 3.34

Wie in Abb. 3.34 zu sehen ist, ist die CARM-Richtung dieser Probe ebenfalls fast dieselbe wie bei RO 31/4/3 (Abb. 3.32.a). Außerdem fallen die Richtungen des Differenzvektors von 250 400 Oe der Probe RO 31/4/3 und von 250 300 Oe der Probe RO 31/1/1 sehr gut mit den Remanenz-Richtungen bei den jeweiligen Feldstärken zusammen. Diese Übereinstimmung der Remanenz- und Differenzvektoren kann nur durch zwei Tatsachen zustandekommen, und zwar entweder durch die Eliminierung des Anteils der CARM-Komponente oder durch die gleichzeitige Eliminierung von zwei ähnlich stabilen Remanenz-Komponenten in genau demselben Verhältnis wie ihr Anteil an der NRM. Das letzte kann nur durch einen seltenen Zufall passieren und kann ohne große Fehler-Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden. Die Richtungen der Proben R 31/... werden damit als CARM betrachtet (Tab. 3.9.b).

Die Anwendung der Fisher-Statistik auf die Probenmittel für die erste Gruppe ergab: N = 8, R = 7.415, D = 208.4°, I = -19.7°, k = 12.0 bzw. α_{95} = 14.3° (Abb. 3.35.a). Für die zweite Gruppe wurde der Mittelwert aus den Einzelproben gebildet: N = 5, R = 4.892, D = 202.8°, I = 25.5°, k = 37.1 bzw. α_{95} = 10.3° (Abb. 3.35.b).

Tab. 3.9.a Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen RO

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
RO 2/1	300 Oe	197.7°	-45.0°	2.500 µG	219.1°	-47.9°
2/2	"	241.2	-46.5	4.117		
3/1	"	206.6	-28.1	1.943	201.8	-31.6
3/2	"	196.6	-35.0	2.561		
4/1	"	222.9	-23.8	4.495	218.8	-20.7
4/2	"	214.9	-17.5	3.338		
5/1	"	215.4	0.2	2.652	219.1	2.6
5/2	"	222.9	5.0	2.737		
7/1	"	215.2	-43.9	4.789	206.9	-49.0
7/2	"	196.8	-53.3	5.169		
9/2	"	199.3	- 0.6	0.575	199.3	- 0.6
13/1	"	192.6	- 0.5	0.899	191.5	2.2
13/2	"	197.0	27.8	0.578		
32/1/1	350	206.2	-17.7	1.49		
32/2/2	"	218.0	-16.4	0.49	213.7	-11.1
32/3/3	"	216.3	-10.8	1.73		
32/4/1	"	215.3	- 2.6	0.83		
32/5/2	"	212.7	- 7.7	1.57		

Tab. 3.9.b

31/1/1	350	197.0	27.8	0.578		
31/2/1	"	202.9	11.3	0.488	202.8	25.5
31/3/3	"	197.7	18.5	0.654		
31/4/3	400	197.3	34.2	1.234		
31/5/1	350	220.3	34.4	0.721		

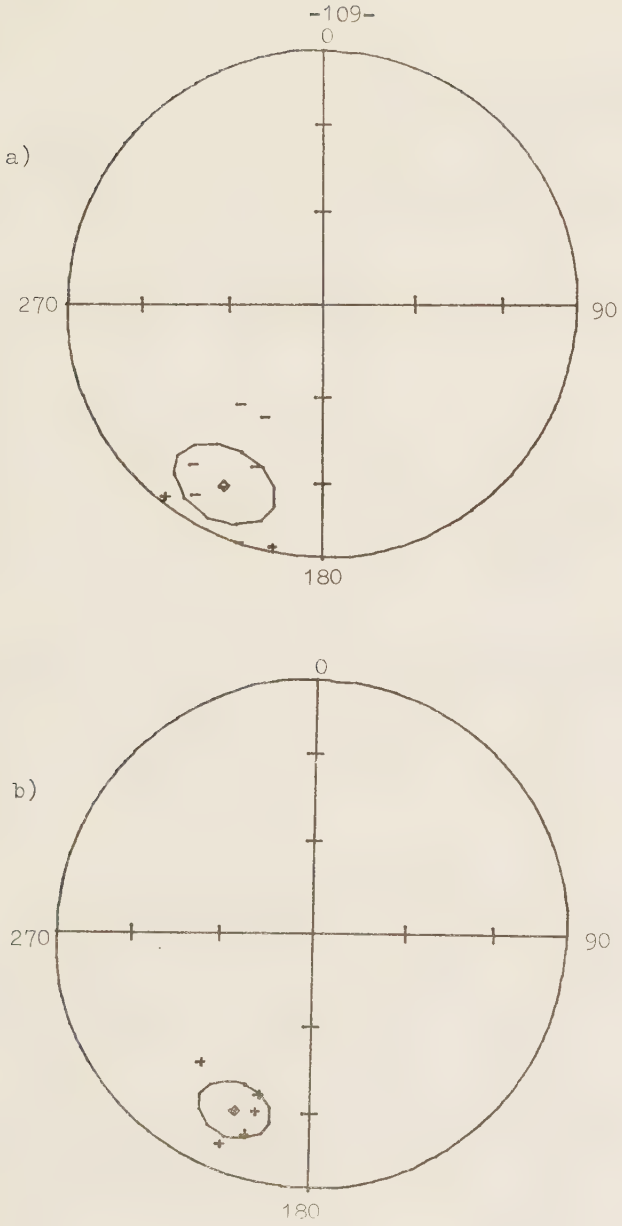


Abb. 3.35 CARM des Vorkommens RO nach Wechselfeld-Entmagnetisierung. Zwei CARM wurden ermittelt. (s. Text)

3.2.3.5 Dürrenwaid (D)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Abb. 3.36 bis Abb. 3.38 geben die Ergebnisse der Testentmagnetisierung mit den Proben D 32/3/3 und D 34/2/1 aus diesem Vorkommen wieder.

Bei der Probe D 32/3/3 wurde die instabile Remanenz mit dem Wechselfeld von 300 Oe beseitigt (Abb. 3.36). Dies ist auch aus dem Stereogramm (Abb. 3.37.a) zu entnehmen: Bei 300 Oe hat sich eine stabile Remanenz-Richtung eingestellt. Es gibt zwar einen gewissen Trend zur steileren Inklination bei höherem Wechselfeld, ist jedoch die Richtungsänderung im Vergleich zum Meßfehler des Magnetometers vernachläßigbar gering. Obwohl die Verbindungslinie der Remanenzvektoren im Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.37.b) nicht auf den Nullpunkt der Koordinaten zulaufen, sind die Änderungen von D^+ und I^+ äußerst gering. Damit läßt sich aussagen, daß das optimale Feld ab 300 Oe auszuwählen ist. Die Testentmagnetisierung mit den weiteren Proben D 32/1/2 und D 32/2/1 zeigte, wie in Abb. 3.37.a dargestellt ist, ebenfalls keine bemerkenswerte Richtungsänderung über 300 Oe.

Das Stereogramm der Testprobe D 34/2/1 (Abb. 3.38.a) zeigt, daß das optimale Feld im Bereich zwischen 300 und 500 Oe liegt. Über 500 Oe treten Instabilitäten der Remanenz-Richtung auf, was auf eine Überprägung mit einer ARM bei der Abmagnetisierung zurückgeführt werden kann. Das Zijderveld-Diagramm dieser Probe (Abb. 3.38.b) verengt noch den Bereich der optimalen Entmagnetisierung: Der D^+-Ast des Zijderveld-Diagramms läuft erst zwischen 400 und 500 Oe auf den Nullpunkt des Koordinatensystems zu. Damit liegt bei dieser Probe das optimale Feld zwischen 400 und 500 Oe.

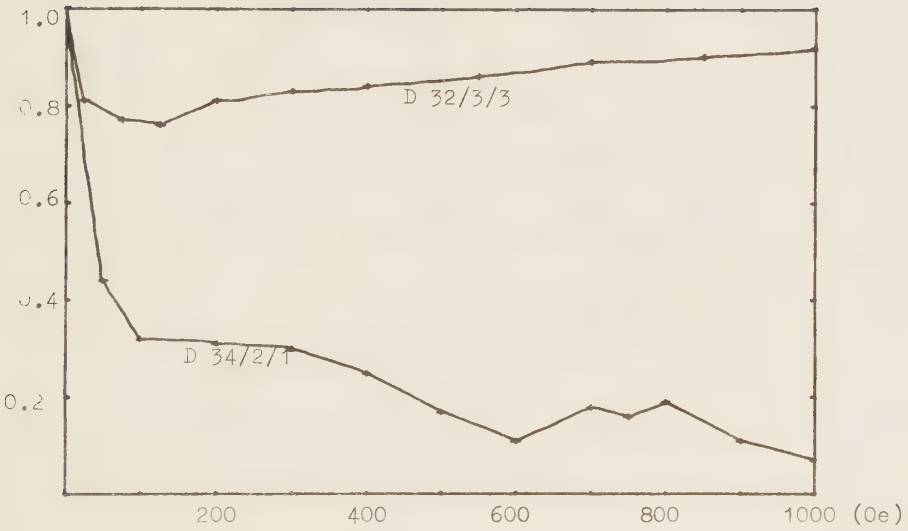


Abb. 3.36 Entmagnetisierungskurven bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben D 32/3/3 und D 34/2/1

Abb. 3.37 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe D 32/...

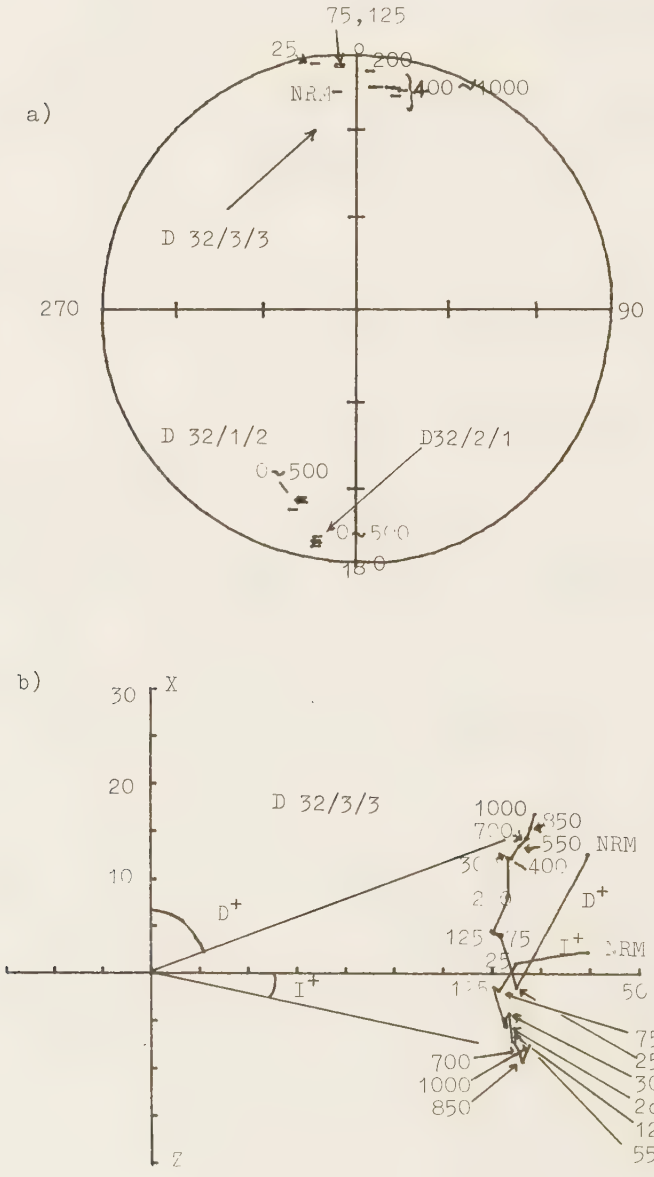
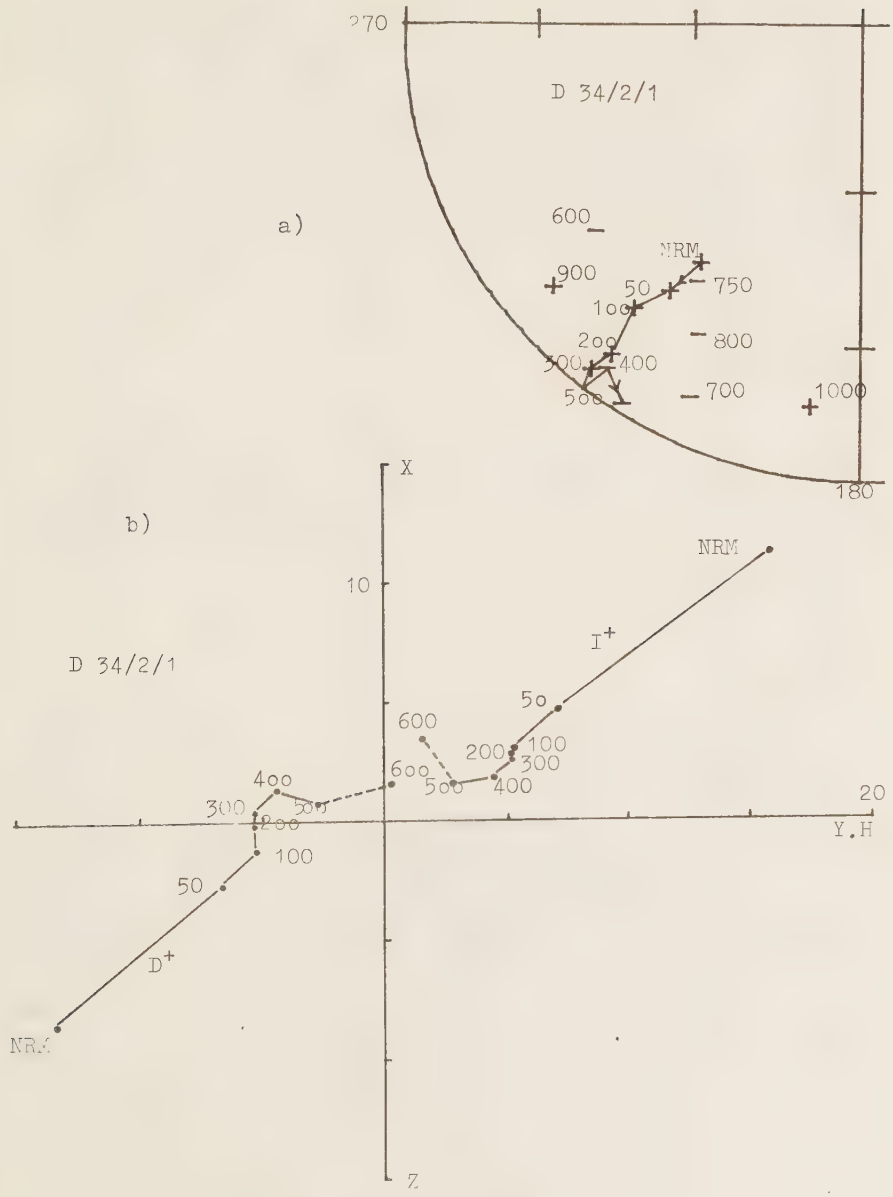


Abb. 3.38 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment
mit der Probe D 34/2/1



b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Nach obigen Kriterien wurden sämtliche Proben aus diesem Vorkommen einmal mit dem Wechselfeld von 300 Oe und anschliessend nochmals mit dem Feld von 400 Oe entmagnetisiert. Aus diesen Daten wurden die Proben mit einer Remanenz-Intensität größer als 0.433 μG ausgewählt. Ihre Richtungen wurden dann nach der Methode der minimalen Streuung gemittelt (Tab. 3.10, Abb. 3.39). Die Anwendung der Fisher-Statistik ergab: N = 11, R = 10.296, D = 195.8°, I = -14.4°, k = 14.2 und α_{95} = 11.2°.

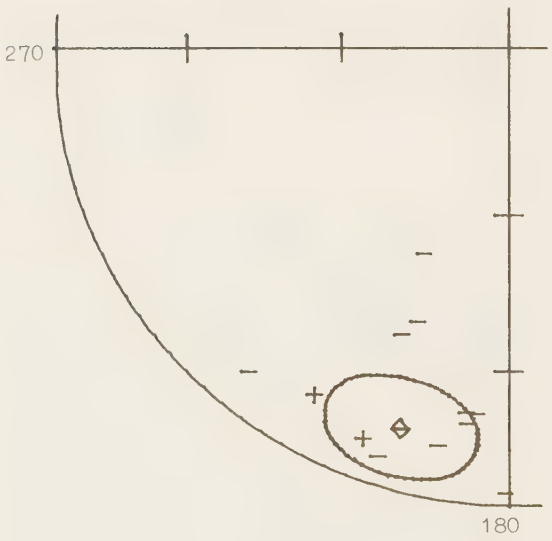


Abb. 3.39 CARM des Vorkommens D nach Wechselfeld-Entmagnetisierung

Tab. 3.10 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen D

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
D 4/1	300 Oe	176.6°	7.4°	11.001 μG		
4/2	"	194.6	22.9	5.814	200.5°	9.7°
4/3	"	230.3	- 3.2	11.311		
7	400	186.3	-18.6	1.206	186.3	-18.6
9/1	300	175.2	-17.0	46.884	185.0	-20.9
9/2	"	195.3	-24.2	40.555		
10/1	"	179.2	- 2.1	13.636	186.7	-21.1
10/2	"	196.5	-39.7	4.432		
11/1	"	200.3	- 6.4	26.077	197.8	- 7.0
11/2	"	195.2	- 7.6	39.794		
12/1	"	174.2	3.9	16.378	180.5	- 3.2
12/2	"	186.9	-10.3	25.094		
13	400	209.3	14.1	8.72	209.3	14.1
14/1	300	200.7	-56.7	0.618	198.4	-37.0
14/2	"	197.1	-17.2	1.151		
32/1/2	400	196.5	-23.0	40.404		
32/2/1	"	189.8	- 8.5	40.283		
32/3/3+	"	4.4	-13.6	38.982	190.0	-12.9
32/4/1	"	189.2	-25.6	43.103		
32/5/1	"	190.3	-20.1	80.649		
33/1/1	"	182.2	-63.1	7.419		
33/2/1	"	218.8	-49.8	6.221	202.4	-49.6
33/3/1	"	200.5	-33.5	5.454		
34/1/1	"	214.3	2.0	4.264		
34/2/1	"	216.4	- 7.4	4.925	218.8	-10.0
34/3/1	"	222.3	-35.7	4.663		
34/4/1	"	222.7	0.5	3.359		

+ invertiert

Einiges über die Richtung von Probe D 32/3/3:
Wie in Tab. 3.10 ausgeführt ist, ist die CARM-Richtung dieser Probe invers gegenüber den Richtungen der anderen Proben aus demselben Handstück (D 32/...). Die NRM-Richtung dieser Probe war ebenfalls invers, während die NRM-Richtung der letzten nicht invers war.
Weil das Bohren am Handstück mit cm-Abständen dicht ausgeführt worden war, und weil die Orientierung der Bohrrichtung direkt hintereinander erfolgte, ist die Möglichkeit der Fehlorientierung bei diesem einzigen Bohrkern nicht denkbar. Es läßt sich daher folgern, daß die inverse Richtung der Probe D 32/3/3 durch Selbstumkehr zustande gekommen ist. Die Richtung dieser Probe ist aber nicht ganz diametral gegenüber den anderen Proben aus der D 32/... Reihe. Deswegen liegt hier eine partielle Selbstumkehr vor. Eine exakte Erklärung des Selbstumkehr-Mechanismus ist im Rahmen dieser Arbeit nicht möglich, obwohl die Selbstumkehr durch eine Tieftemperatur-Oxydation (Verhoogen 1956, 1962, O'Reilly & Banerjee 1966, Wasilewski 1968, Merrill 1975) zu vermuten ist. Dafür sind weitere Untersuchungen notwendig (s. z.B. Schult 1975).

c) Thermische Entmagnetisierungsexperimente

Aus den Proben, die bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung keine brauchbaren Ergebnisse lieferten, wurden sechs Proben weiter thermisch entmagnetisiert.
Darunter brachte nur noch eine Probe D 5/1 ein gutes Ergebnis (Abb. 3.40). Ihr Stereogramm zeigt, daß sich ab 350° C eine stabile Richtung einstellt. Das Zijderveld-Diagramm unterstützt diese Aussage. Die CARM-Richtung dieser Probe stimmt mit der von D 12, welche mit der Wechselfeld-Methode entmagnetisiert wurde, sehr gut überein.

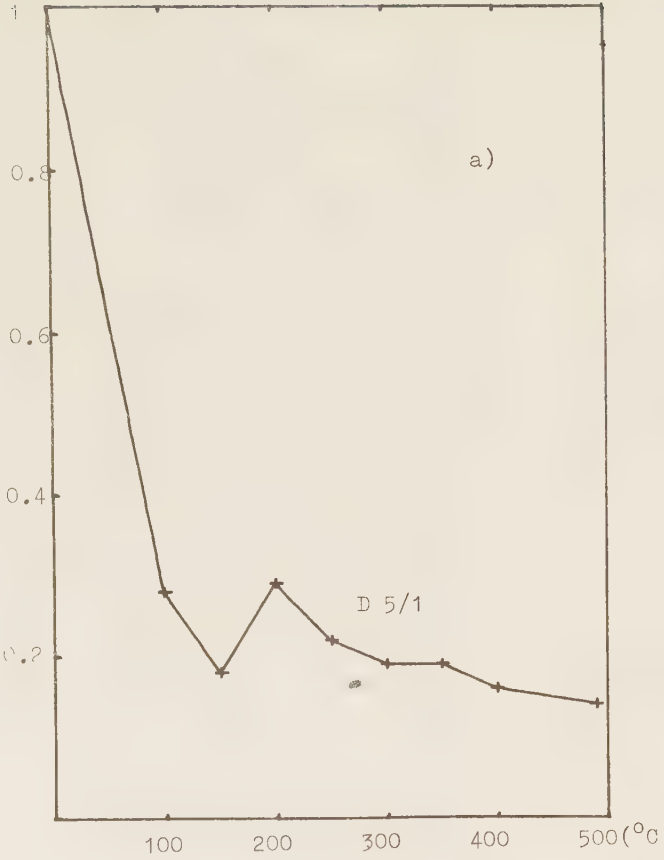
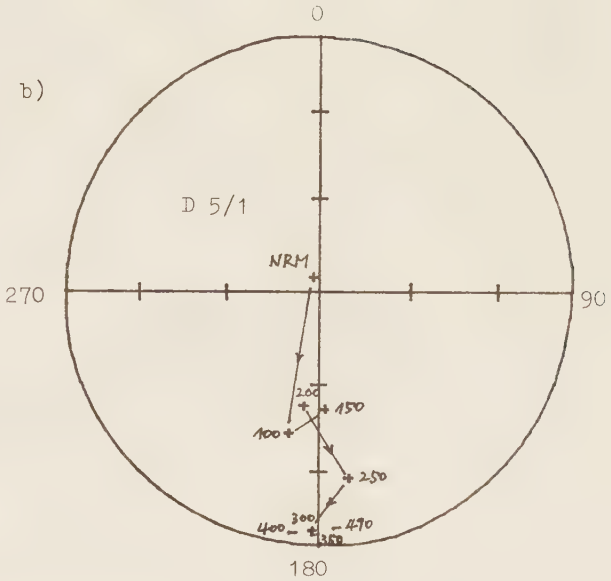


Abb. 3.40 Thermisches Entmagnetisierungsexperiment mit der Probe D 5/1



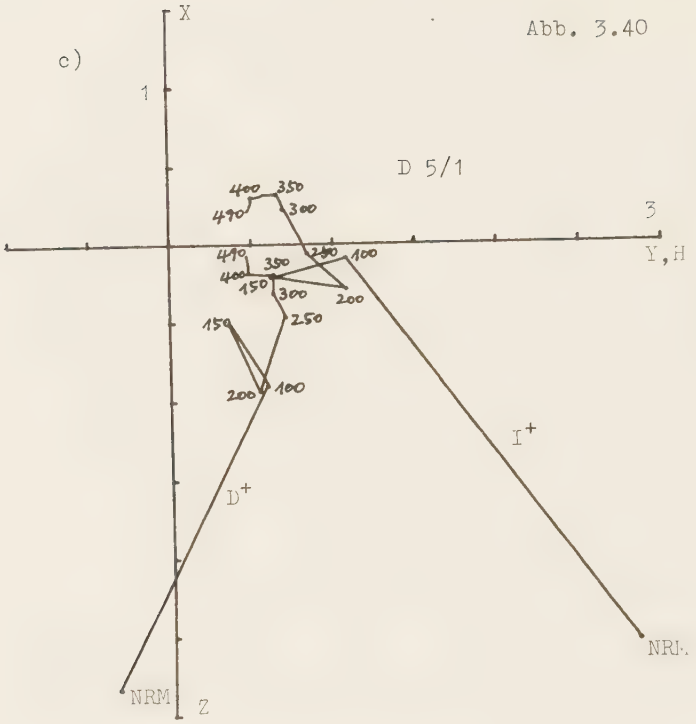


Abb. 3.40

Wie in Abb. 3.41 zu sehen ist, deuten andere fünf Proben andere verschiedene Endrichtungen an, die von der CARM-Richtung bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung weit entfernt liegen. Auch mit der thermischen Methode sind diese Proben nicht zu bearbeiten. Im Gegensatz zu den Proben in b) erwarben sie wahrscheinlich anomale sekundäre Komponenten, die eine ähnliche Blockungstemperatur wie die CARM-Komponente besitzen. Im übrigen kann die Möglichkeit von mineralogischen Veränderungen dieser Proben bei der thermischen Entmagnetisierung ausgeschlossen werden, weil ihre Suszeptibilität im Lauf der Entmagnetisierung praktisch konstant blieb.

Abb. 3.41 Thermisches Entmagnètisierungs-Experiment mit den Proben D 2, D 3/2, D 15/2, D 19/1 und D 31/3/2

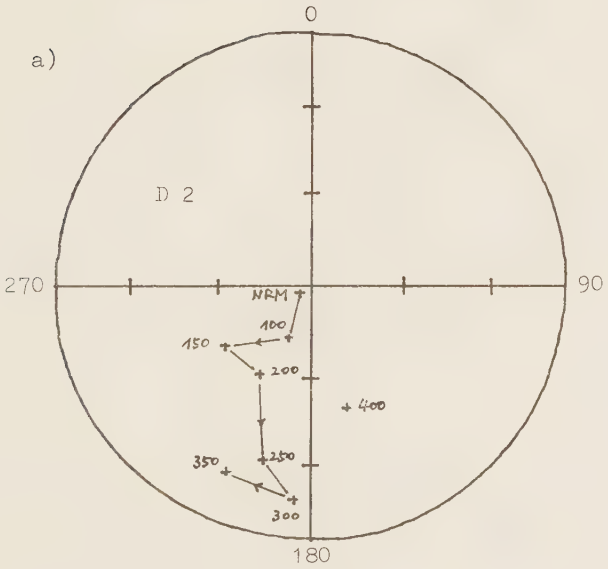
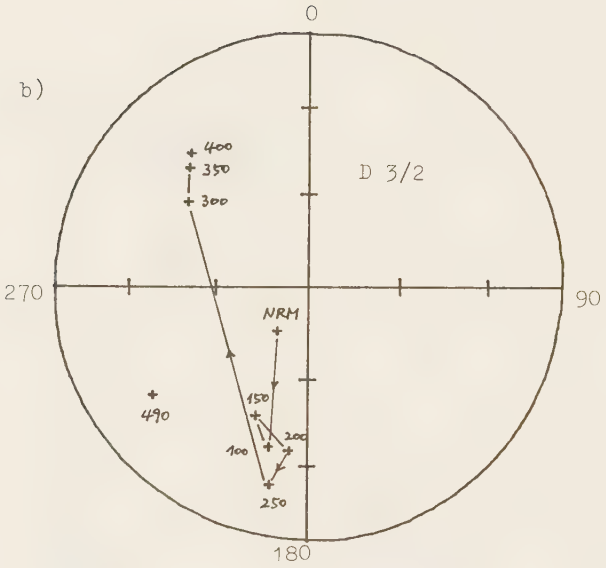


Abb. 3.41


b)
0
270
90
180
D 3/2
400
350
300
NRM
490
150
100
200
250

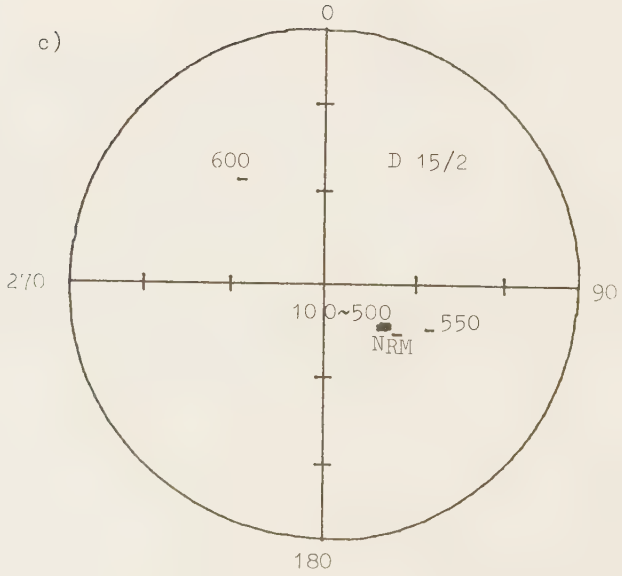
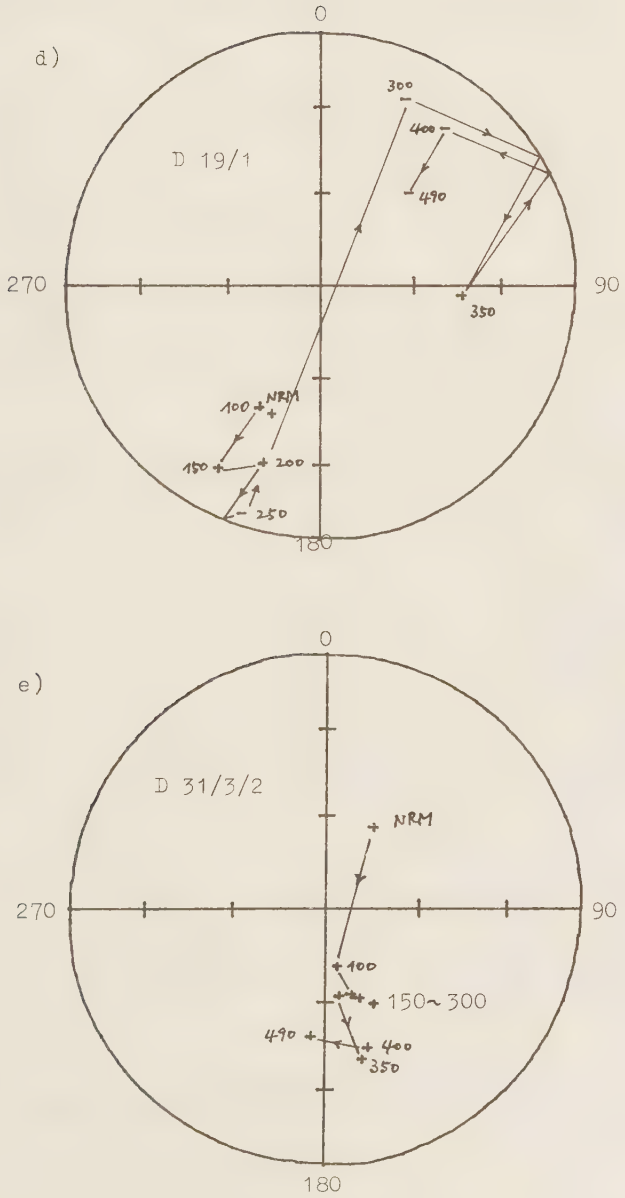

c)
0
270
90
180
D 15/2
600
1000~500
550
NRM

Abb. 3.41


d)
D 19/1
0
90
180
270
300
400
490
350
NRM
100
150
200
250
e)
D 31/3/2
0
90
180
270
NRM
100
150~300
490
400
350

3.2.3.6 Feilitzsch (F)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Bei diesem Vorkommen wurden sechs Proben (F 7/3, F 10/1, F 24/1, F 33/5/1, F 34/2/2 und F 35/3/1) mit der Wechselfeld-Methode testentmagnetisiert.
Dabei brachten die ersten drei Testproben keine guten Ergebnisse. Ihre Remanenz ist instabil.

In Abb. 3.42 sind die Entmagnetisierungskurven der zweiten drei Testproben dargestellt. Es ist dort von der Intensitätsänderung her anzunehmen, daß die instabile Komponente durch die Entmagnetisierung mit einem Wechselfeld von etwa 200 Oe weitgehend beseitigt worden ist.
Eine genauere Prüfung des Stereogramms und Zijderveld-Diagramms der Probe F 33/5/1 zeigt (Abb. 3.43) aber, daß für die vollständige Beseitigung der sekundären Komponente ein Feld von mindestens 400 Oe erforderlich ist. Bei der Probe F 34/2/2 sollte ein Feld von 300 Oe schon ausreichend sein (Abb. 3.44). Diese Aussagen stützen sich insbesondere auf die Stereogramme dieser Proben; wegen der ab 200 Oe verhältnismäßig unverändert bleibenden Remanenz-Intensität dieser Proben laufen die Äste der Zijderveld-Diagramme nicht auf den Nullpunkt des Koordinatensystems zu. Wenn die NRM dieser Proben, welche überwiegend aus "weicher" Komponente besteht, vielfach größer gewesen wäre, müßte man zum Zeichner des Zijderveld-Diagramms eine viel größere Skala genommen haben. Dann würde das Zijderveld-Diagramm so aussehen, daß die beiden Endpunkte der Aste dicht am Nullpunkt lägen; bei unserem Fall sind die Skalen des Zijderveld-Diagramms jeweils maximal knapp 2 und 3 μG.

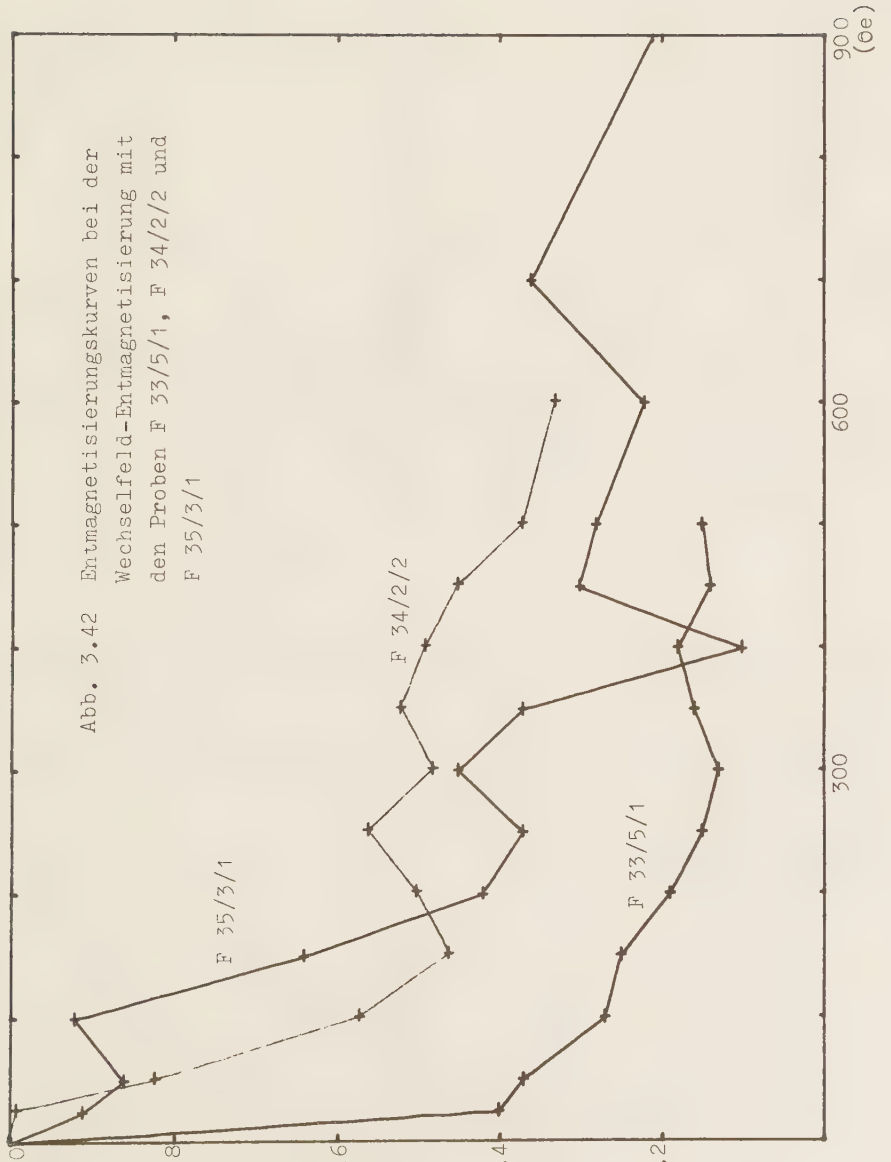


Abb. 3.42 Entmagnetisierungskurven bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben F 33/5/1, F 34/2/2 und F 35/3/1

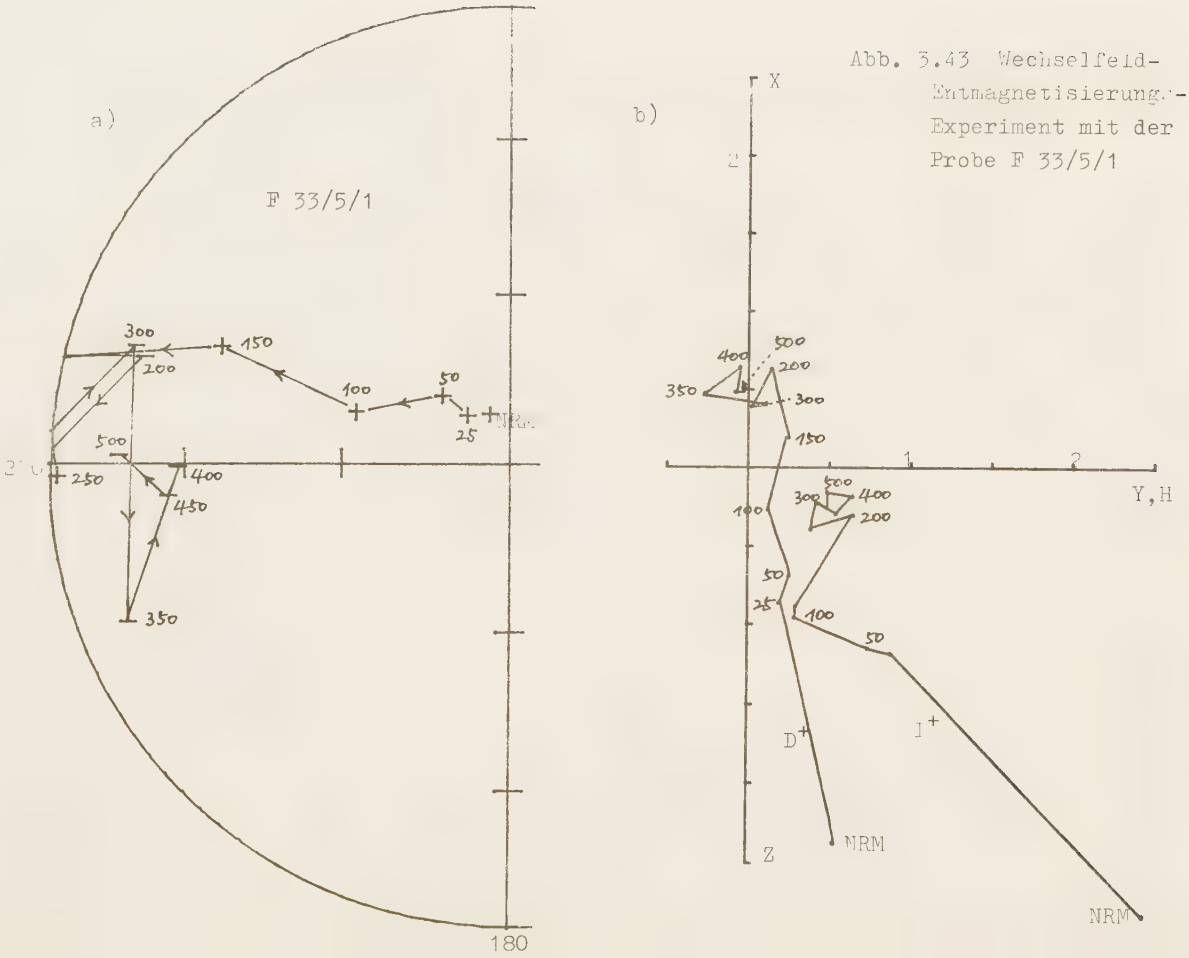


Abb. 3.43 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe F 33/5/1

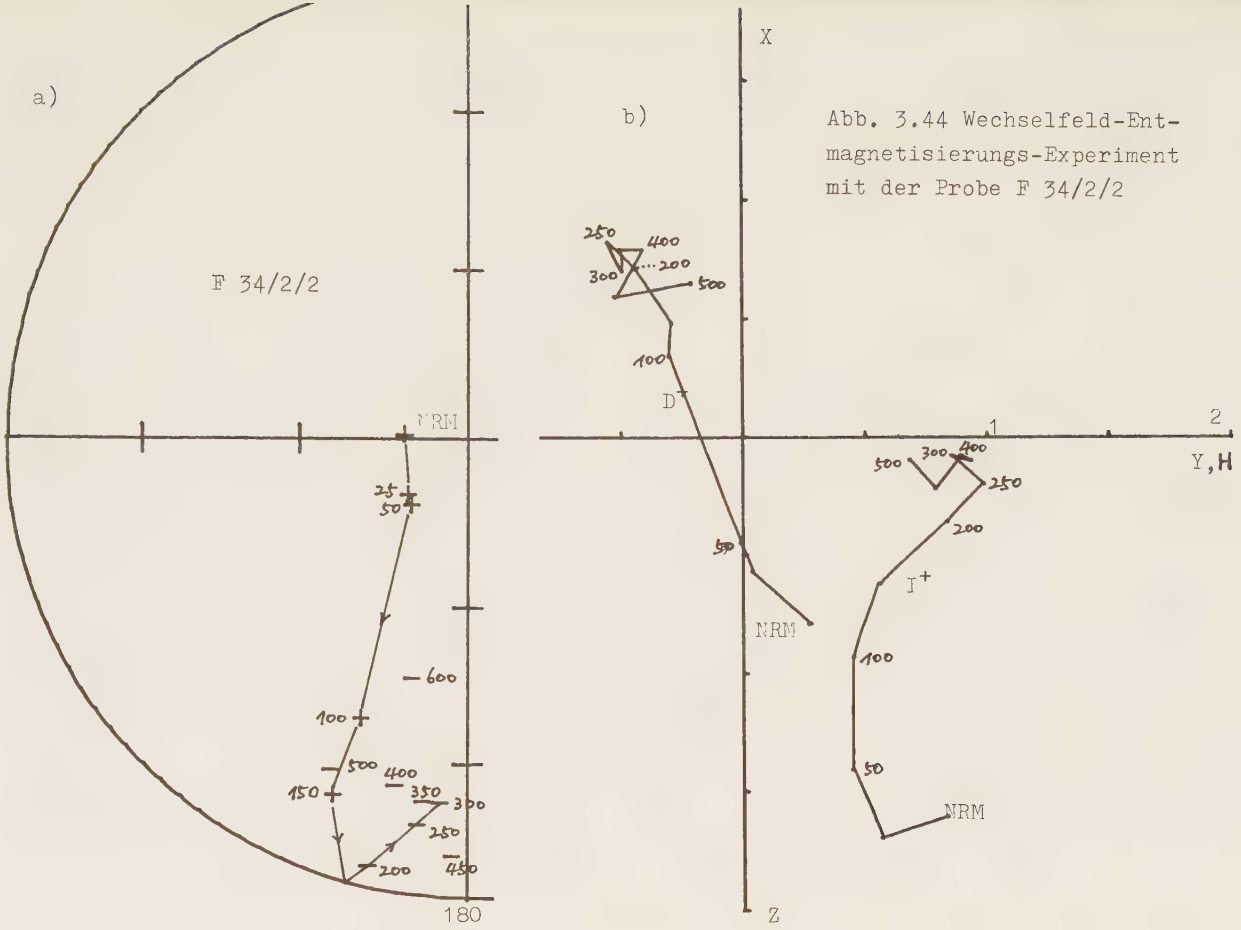


Abb. 3.44 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe F 34/2/2

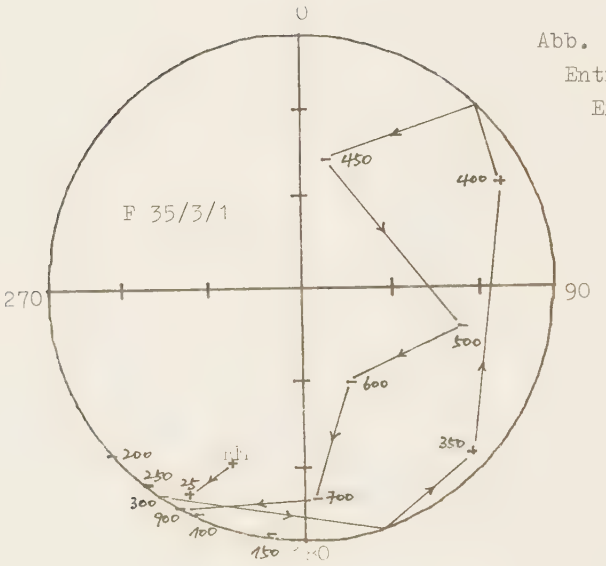


Abb. 3.45 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe F 35/3/1

Die Probe F 35/3/1 zeigte ein etwas kompliziertes Verhalten: Wie aus der Abb. 3.45 ersichtlich ist, scheint bei 250 und 300 Oe eine stabile Endrichtung erreicht zu sein. Diese Richtung liegt nahe bei den CARM-Richtungen der vorher diskutierten Vorkommen. Durch weitere Entmagnetisierung vollzieht der Remanenzvektor eine Richtungsänderung von fast 180°, um bei 900 Oe wieder zur Richtung bei 200 bzw. 300 Oe zurückzukehren. Es darf ohne großen Fehler angenommen werden, daß die Richtungen bei 250, 300 bzw. 900 Oe für diese Probe charakteristisch ist.

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Sämtliche Proben wurden mit dem Wechselfeld von 300 Oe entmagnetisiert. Unglücklicherweise zeigten dabei nur noch neun

voneinander unabhängig orientierte Bohrproben bzw. Handstücke plausible Richtungen, die mit den CARM-Richtungen der obengenannten Testproben F 34/2/2 bzw. F 35/3/1 und der vorher untersuchten Vorkommen verträglich sind. Die Proben mit offensichtlich ungewöhnlichen Richtungen können nicht mehr berücksichtigt werden, weil sonst der α_{95}-Fehlerkreis zu groß wird.
Warum die Probe F 33/5/1 im Vergleich zu anderen Proben einen Deklinationsunterschied von 90° zeigt (Abb. 3.43.a), ist schwer zu erklären, da drei andere Bohrkerne aus demselben Handstück gewöhnliche Deklinationen von etwa 200° E zeigen.

Übrigens waren die Magnetisierung der Proben F 5/..., F 9/..., F 13/... und F 17/... - F 21/... zu schwach geworden.
Eine weitere Abmagnetisierung mit dem Feld von 450 Oe verbesserte nur noch die Richtung der Probe F 33/2/2. Bei anderen Proben wurde dagegen eine Zunahme der Streuung und sogar eine von der Richtung der vorangegangenen Entmagnetisierungs-Stufen weglaufende Richtungsänderung beobachtet.
Deswegen wollen wir die Richtungen bei 300 Oe als CARM betrachten, ausgenommen die Probe F 32/2/2, deren Richtung bei 450 Oe mit anderen Proben besser im Einklang steht. Tab. 3.11 zeigt die Zusammenstellung dieser Ergebnisse, und ihre Fisher-Statistik lautet: N = 9, R = 8.833, D = 196.9°, I = -19.4° k = 47.9 und α_{95} = 6.7° (s. auch Abb. 3.46).

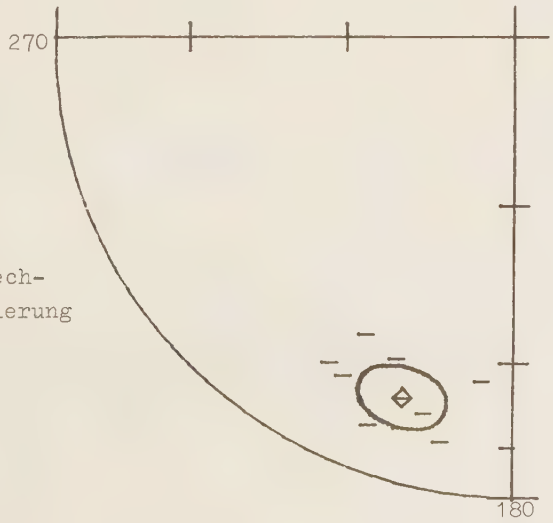


Abb. 3.46 CARM des Vorkommens F nach Wechselfeld-Entmagnetisierung

Tab. 3.11 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen F

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungs Feldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
F 10/1	300 Oe	220.3°	-23.8°	22.068 µG	200.1°	-26.6°
10/2	"	179.4	-26.4	1.877		
11	"	206.5	-28.7	5.338	206.5	-28.7
15/1	"	185.2	-25.7	1.333	185.2	-25.7
16/1	"	190.2	-11.9	2.572	190.2	-11.9
22/3	"	206.8	-18.9	0.528	206.8	-18.9
32/4/3	"	180.8	-11.8	0.73	180.8	-11.8
33/1/2	"	204.0	- 3.3	0.81		
33/2/2	450	190.0	-22.5	0.58	200.6	-11.3
33/3/2	300	207.0	- 7.8	0.58		
34/1/1	"	206.7	-30.3	1.03		
34/2/1	"	183.9	-14.8	0.76		
34/2/2	"	184.3	-21.7	0.48	193.5	-17.3
34/3/1	"	192.8	-15.5	0.52		
34/3/2	"	191.7	-13.4	1.00		
34/4/1	"	202.6	-12.4	0.74		
34/5/1	"	193.2	-11.7	1.32		
35/1/1	"	216.6	-21.3	37.85		
35/2/2	"	207.2	-30.0	33.92	209.7	-20.0
35/3/1	"	218.5	- 1.1	28.90		
35/4	"	195.0	-26.5	18.55		

c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Aus den Proben, die bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung keine zufriedenstellenden Remanenz-Richtungen aufwiesen, wurden drei Proben (F 3/2, F 4/1 und F 30/4/1) thermisch testentmagnetisiert (Abb. 3.47). Obwohl aus ihren Stereogrammen im Einzel-

fall eine vernünftige Aussage über die Stabilität der Remanenzanteile gemacht werden kann, ist aber dennoch zu sehen, daß die Endrichtungen der drei Testproben voneinander grundsätzlich verschieden sind: Im Vergleich zu der CARM-Richtung bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung ist die Deklination der Probe F 3/2 viel größer, ist die der Probe F 30/4/1 viel kleiner, und ist die Inklination der Probe F 4/1 positiv. Daraus läßt sich schließen, daß diese Testproben drei verschiedene, aber schwer definierbare CARM-Gruppen dieses Vorkommens vertreten. Die weitere thermische Entmagnetisierung mit diesen Proben ist daher nicht sinnvoll und wurde deswegen nicht mehr weiter unternommen.

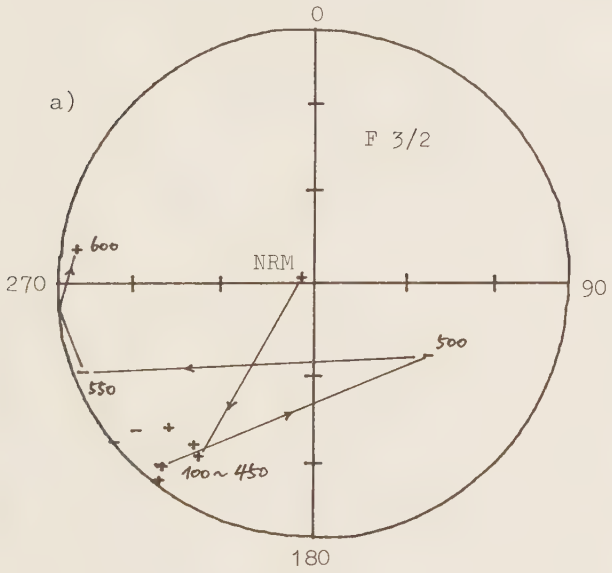
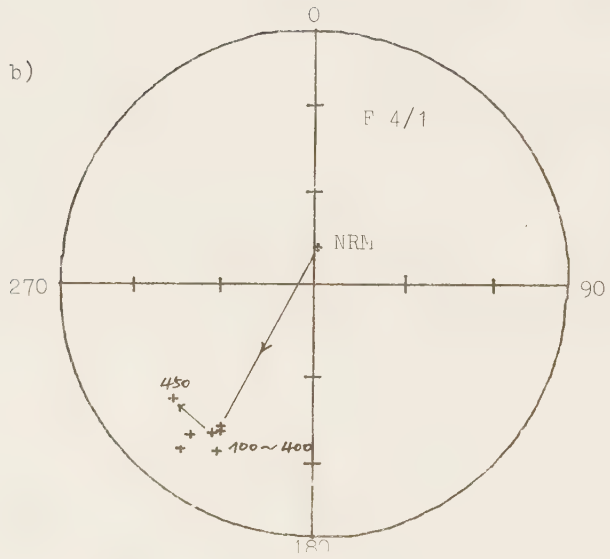
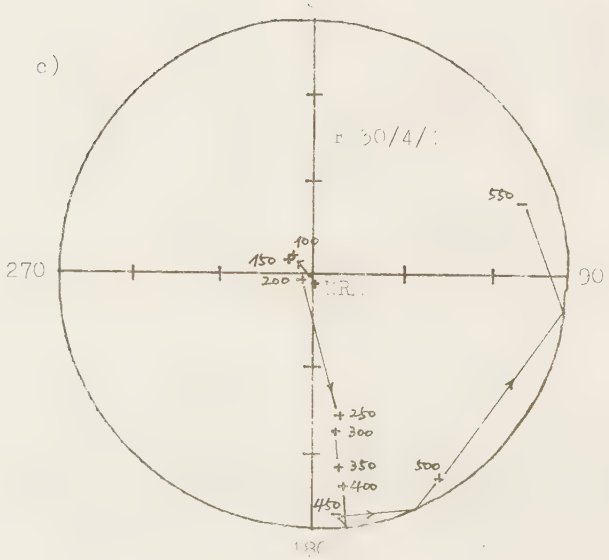


Abb. 3.47 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben F 3/2, F 4/1 und F 30/4/1


b)
F 4/1
0
90
180
270
NRM
450
100~400


c)
F 30/4/1
0
90
180
270
550
100
150
200
N.R.
250
300
350
400
450
500

3.2.3.7 Hof-Bad (HB)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Bei diesem Vorkommen wurden fünf Testproben (HB 4/3, HB 5/3, HB 9/3, HB 32/2/2 und HB 34/4/3) mit der Wechselfeldmethode entmagnetisiert.
Die Intensitäten der Proben HB 4/3, HB 9/3 und HB 32/2/2 lagen bei etwa 400 Oe unterhalb der Meßgrenze des Magnetometers. Dabei blieben die Remanenz-Richtungen der NRM nahezu unverändert.
Abb. 3.48 und Abb. 3.49 zeigen die Testentmagnetisierungs-Ergebnisse mit den Proben HB 5/3 und HB 34/4/3. Die CARM-Richtungen sind kaum anders als die NRM.
Aus der Entmagnetisierungskurve und aus dem Zijderveld-Diagramm der Probe HB 5/3 ist zu entnehmen, daß das optimale Feld dieser Probe etwa 500 Oe beträgt. Bis 150 Oe sind eine Reihe von instabilen Komponenten beseitigt worden und danach kommt es zur Abmagnetisierung der CARM (Abb. 3.48)

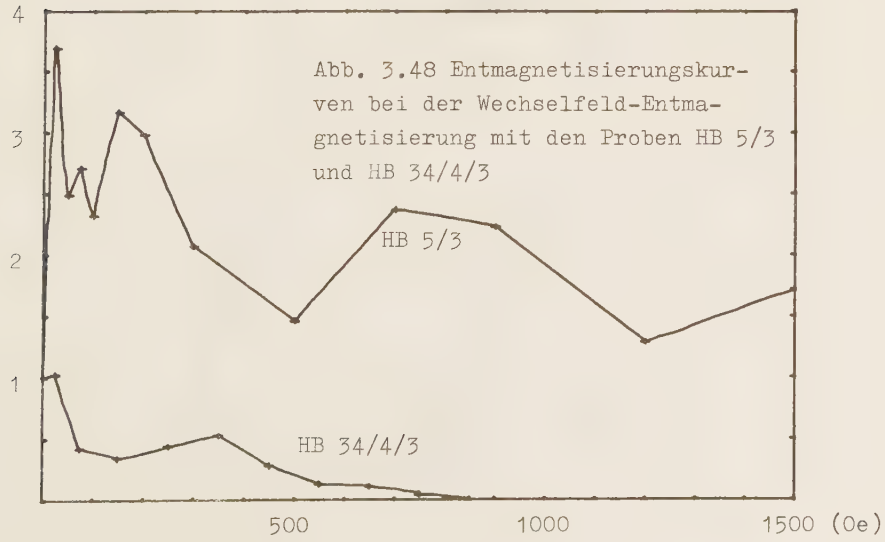
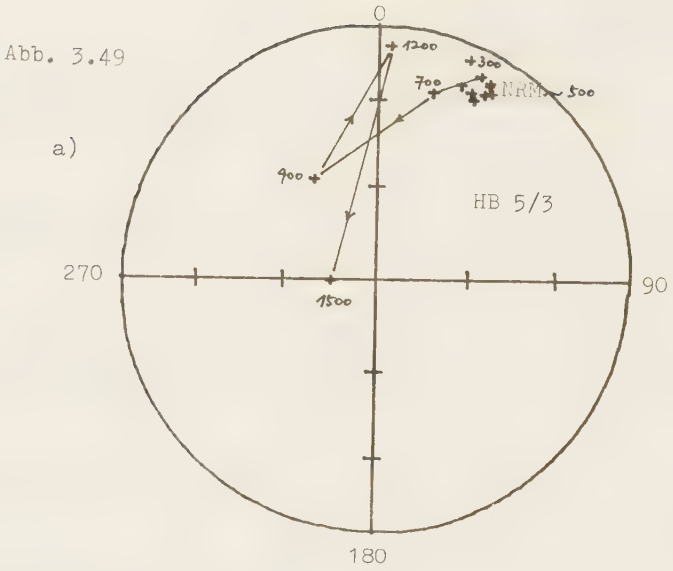
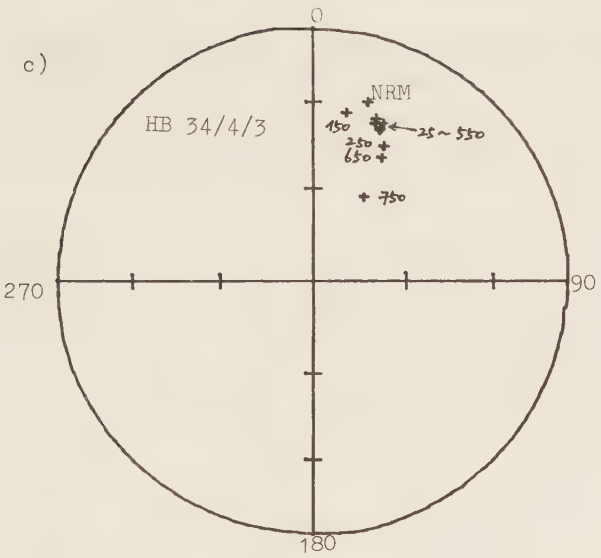


Abb. 3.48 Entmagnetisierungskurven bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben HB 5/3 und HB 34/4/3

Abb. 3.49


a)
0
90
180
270
HB 5/3
NRM
1200
300
700
500
900
1500
b)
HB 5/3
X
Y, H
Z
NRM
150
75
25
300
200
500
700
50
100


c)
HB 34/4/3
NRM
150
250
650
25 ~ 550
750
0
90
180
270

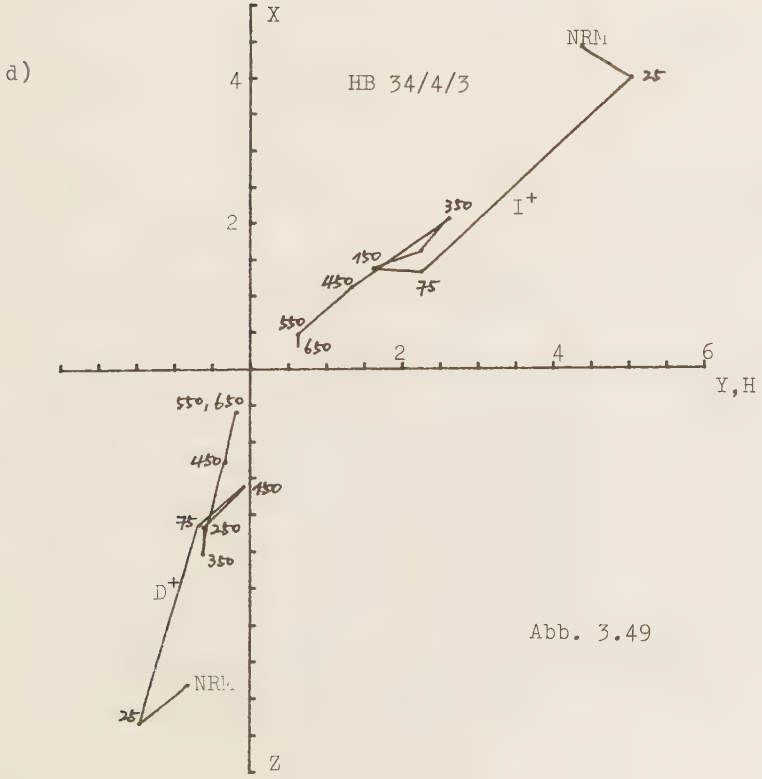

d)
HB 34/4/3
X
Y,H
Z
NRM
25
350
150
450
75
550
650
I+
D+
2
4
6

Abb. 3.49

Die Intensitäts-Zunahme über 500 Oe kann auf die ARM-Effekte zurückgeführt werden. Wegen der kleinen Intensität der Remanenz (max. 2 μG) sieht das Zijderveld-Diagramm zwar nicht besonders gut aus, es ist jedoch ersichtlich, daß die Entmagnetisierung mit einem Feld von 500 Oe durchgeführt werden sollte.
Die Entmagnetisierungskurve (Abb. 3.48) und das Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.49.d) der Probe H 34/4/3 sehen einfacher aus. Das optimale Feld dieser Probe liegt wohl im Bereich zwischen 350 und 550 Oe.

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Nach den Testentmagnetisierungs-Ergebnissen der Probe H 5/3 wurden die im Gelände abgebohrten Proben sämtlich mit dem Feld von 500 Oe entmagnetisiert. Es hatte sich dabei herausgestellt, daß die Intensitäten aller Proben, ausgenommen die Proben HB 5/..., unter die Meßgrenze des Magnetometers gingen. Merkwürdigerweise nehmen die stärker magnetisierten Proben eine Sonderstellung im NRM-Stereogramm ein (Abb. 3.50.a).

Eine ähnliche Konstellation zeigt das NRM-Stereogramm der Handstückproben (Abb. 3.50.b). Hier weisen die Proben H 34/... eine ähnliche Sonderstellung auf, während die Testprobe HB 32/2/2, die bei der Entmagnetisierung zu schwach wurde

(s. Absch. a)), nicht dazugehört. Aus diesen Gründen wollen wir die beiden Stereogramme praktisch als identisch ansehen.

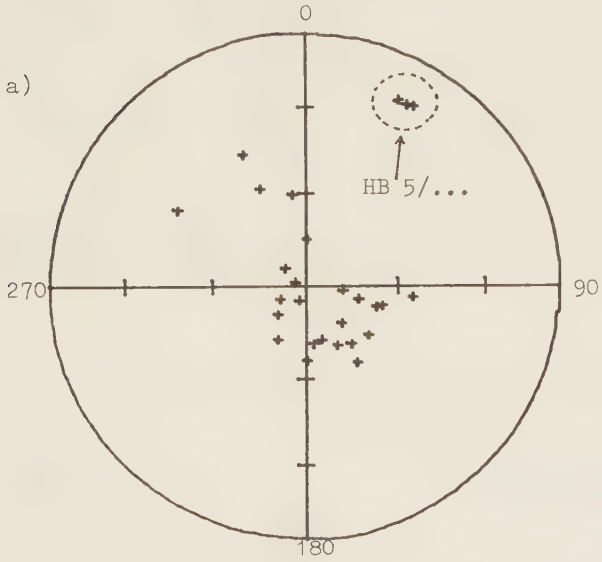
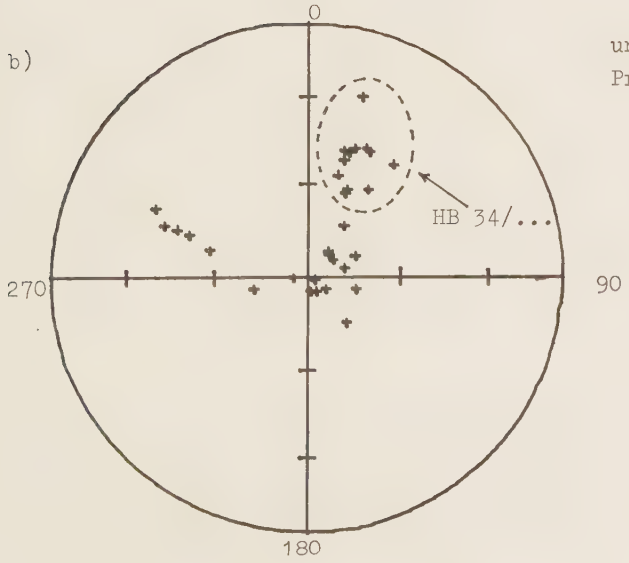


Abb. 3.50
NRM der im Gelände abgebohrten Proben (a)



und der Handstück-Proben (b).

Um unnötige Arbeit möglichst zu vermeiden, wurden nur diejenigen Proben entmagnetisiert, bei denen eine genügend starke Remanenz übrigblieb, und die diese Sonderstellung einnehmen, also die Proben HB 5/... und HB 34/... Sie wurden mit dem Feld von 450 Oe entmagnetisiert. Tab. 3.12 zeigt die Entmagnetisierungs-Ergebnisse der beiden Probengruppen HB 5/... und HB 34/... Die Anwendung der Fisher-Statistik darauf ergab: N = 12, R = 11.760, D = 20.9°, I = 30.6°, k = 45.8 und α_{95} = 6.0°. Die mittlere Richtung und α_{95}-Fehlerkreis sind in Abb. 3.51 invertiert gezeichnet. Dieses Vorkommen ist im Gegensatz zu den anderen normal magnetisiert.

Tab. 3.12 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen HB

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
HB 5/1	500 Oe	20.4°	22.1°	0.458 μG		
5/2	"	28.0	21.3	0.626	25.1°	18.3°
5/3	"	26.9	11.5	0.754		
34/1/1	450	16.0	38.4	2.08		
34/1/2	"	9.6	25.8	1.128		
34/2/1	"	16.3	25.7	1.641		
34/2/2	"	5.5	36.1	2.49		
34/3/1	"	16.5	35.8	1.674	19.3	34.6
34/3/2	"	34.9	34.3	2.35		
34/4/3	"	21.1	31.7	1.741		
34/5/1	"	34.8	45.6	1.477		
34/5/2	"	21.8	34.9	1.87		

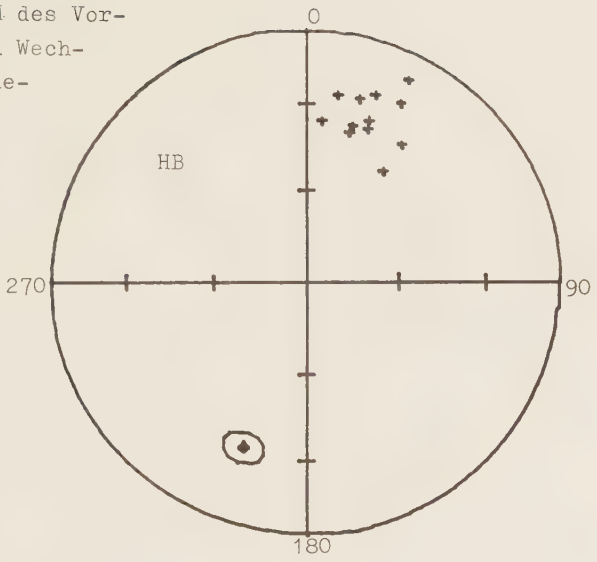


Abb. 3.51 CARM des Vorkommens HB nach Wechselfeld-Entmagnetisierung

c) Differenzvektoren

Die Testentmagnetisierung mit der Probe HB 5/3 zeigt, daß die NRM dieser Probe wie beim Vorkommen Blechschmiedhammer (BL) und Naila (NA) aus zwei antiparallelen Komponenten zusammengesetzt ist. Diese Tatsache ist wiederum durch die Intensitätsschwankungen in der Entmagnetisierungs-Kurve dieser Probe belegt (Abb. 3.48). Die größten Intensitätsänderungen kommen in den Intervallen von 0 - 25 Oe, 100 - 150 Oe und 200 - 300 Oe vor. Die Differenzvektoren in diesen Intervallen haben eine Richtung ähnlich der CARM sowohl dieses als auch der anderen vorher untersuchten Vorkommen. Sie sind in Tab. 3.13 zusammengestellt und in Abb. 3.52 gezeichnet.

Bei der Probe HB 34/4/3 fällt die Remanenz-Intensität in der Stufe 25 - 75 Oe sehr rasch (über 50 %) ab (Abb. 3.48). Die anderen steilen Intensitätsabnahmen geschehen in den Stufen 350 - 450 Oe und 450 - 550 Oe, wo die CARM als eine einzige verbleibende Komponente entmagnetisiert wurde (s. das

Zijderveld-Diagramm in Abb. 3.49.d). Die drei Differenzvektoren sind wiederum in Tab. 3.13 aufgeführt und in Abb. 3.52 gezeichnet.

Tab. 3.13 Einige Differenzvektoren der Testproben aus HB, die offensichtlich auf die alleinige Entmagnetisierung einer Remanenz-Komponente hinweisen.

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsstufe	Differenzvektor D	Differenzvektor I
HB 5/3	0 - 25 Oe	211.2°	-16.8°
	25 - 50	33.5°	9.6°
	100 - 150	205.1°	- 3.6°
	200 - 300	24.2°	40.5°
HB 34/4/3	25 - 75	21.7°	27.6°
	350 - 450	21.7°	35.1°
	450 - 550	18.9°	29.5°

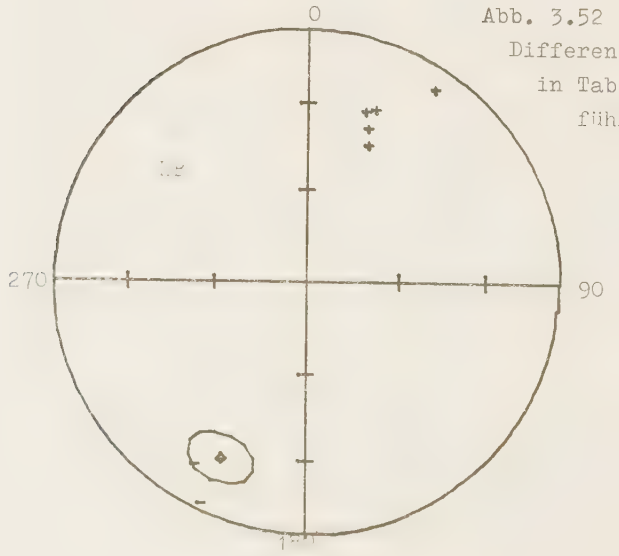


Abb. 3.52 Ausgewählte Differenz-Vektoren, die in Tab. 3.13 aufgeführt sind.

Die Fisher-Statistik dieser Differenzvektoren (N = 7, R = 6.810, D = 205.5°, I = -23.3°, k = 31.6, α_{95} = 9.4, s. auch Abb. 3.52) ergibt eine recht gute Übereinstimmung mit der CARM im Absch. b) und bestätigt damit den Erfolg der Wechselfeld-Entmagnetisierung dieses Vorkommens.

d) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Wie oben im Absch. b) erörtert wurde, wurden unter den Handstückproben lediglich die Probengruppe HB 34/... pauschal AF-entmagnetisiert. Dieser Auswahl lag die ähnliche Konstellation der NRM-Stereogramme von den Handstückproben und von den im Gelände abgebohrten Proben zugrunde: Bei ersteren konnten außer aus den Proben HB 34/... mit der Wechselfeld-Methode keine guten Ergebnisse gewonnen werden.
Um die Wirkung der thermischen Entmagnetisierung an den ungelungenen Proben zu prüfen, wurden auf jeweils eine Probe aus jedem Handstück (also auf insgesamt vier Proben) die thermische Methode angewandt. Abb. 3.53 zeigt die Resultate dieser Testentmagnetisierung. Man erkennt das uneinheitliche Verhalten jeder einzelnen Testprobe. Eine konsistente CARM-Richtung ist damit nicht zu erwarten. Die thermische Entmagnetisierung wurde deshalb nicht mehr fortgesetzt.

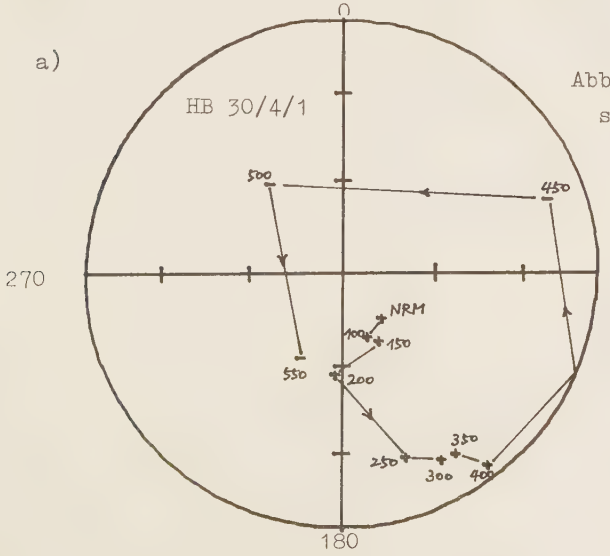
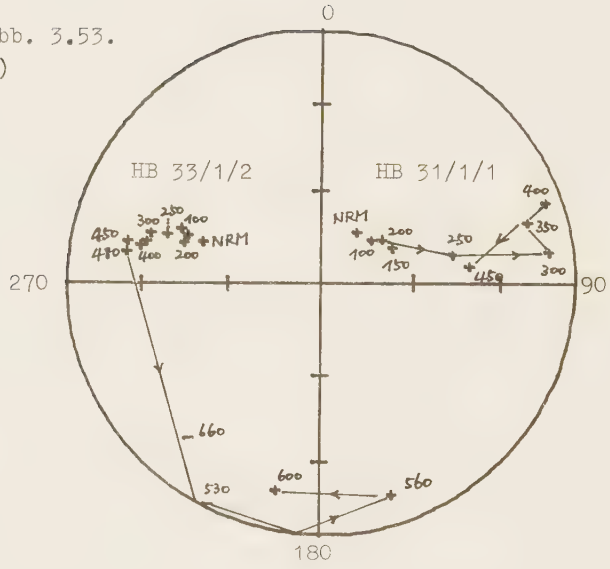


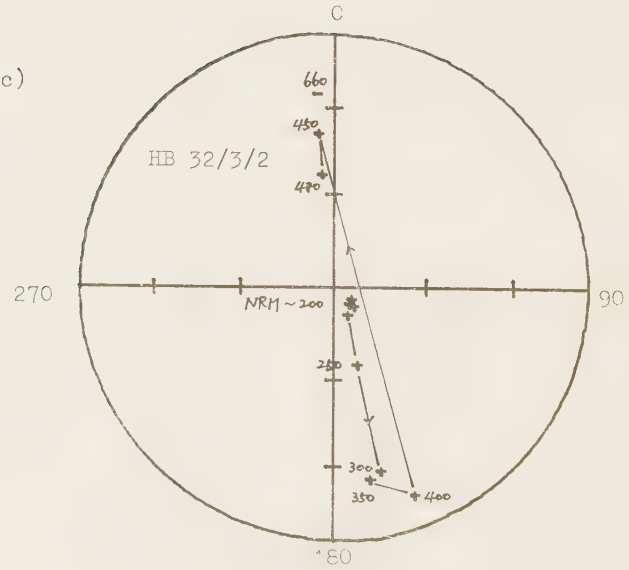
Abb. 3.53 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben HB 30/4/1, HB 31/1/1, HB 32/3/2 und HB 33/1/2

Abb. 3.53.

b)


0
HB 33/1/2
HB 31/1/1
NRM
NRM
270
90
180
660
530
600
560

c)


0
660
450
HB 32/3/2
470
270
NRM ~ 200
90
180
400

3.2.3.8 Hofeck (HO)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Aus den Bohrproben dieses Vorkommens wurden drei Proben (HO 2/1, HO 5/1 und HO 19/1) mit der Wechselfeld-Methode testentmagnetisiert.
Dabei zeigte die Probe HO 5/1 ein unstabiles Verhalten. Die Ergebnisse mit den Proben HO 2/1 und HO 9/1 sind in Abb. 3.54 und in Abb. 3.55 dargestellt. Wie aus den Stereogrammen (Abb. 3.54.a bzw. 3.55.a) ersichtlich ist, ist es schwierig, eine stabile Endrichtung festzustellen. Obwohl bei der Probe HO 2/1 die Remanenz-Richtungen von 150, 200 und 300 Oe fast übereinstimmen mit den DV-Richtungen von 150 - 200 Oe, 200 - 300 Oe und 300 - 500 Oe, laufen aber die beiden Äste des Zijderveld-Diagramms nicht ganz dem Nullpunkt des Koordinatensystems zu (Abb. 3.54.b). Bei der Probe HO 19/1 ist die Situation noch negativer: Der Differenzvektor von 300 - 500 Oe liegt entfernt von den Remanenz-Richtungen (Abb. 3.55.a), und in diesem Intervall laufen die beiden Äste des Zijderveld-Diagramms schief (Abb. 3.55.b). Daraus läßt sich schliessen, daß bis 500 Oe außer der gesuchten CARM mindestens noch eine unerwünschte Remanenz-Komponente unentmagnetisiert geblieben ist. Eine weitere Entmagnetisierung mit dem Feld von 700 Oe verursachte nur noch unsystematische Richtungsänderungen (s. Stereogramme), aber keine selektive Eliminierung der sekundären Komponente.

Abb. 3.54 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit der Probe HO 2/1

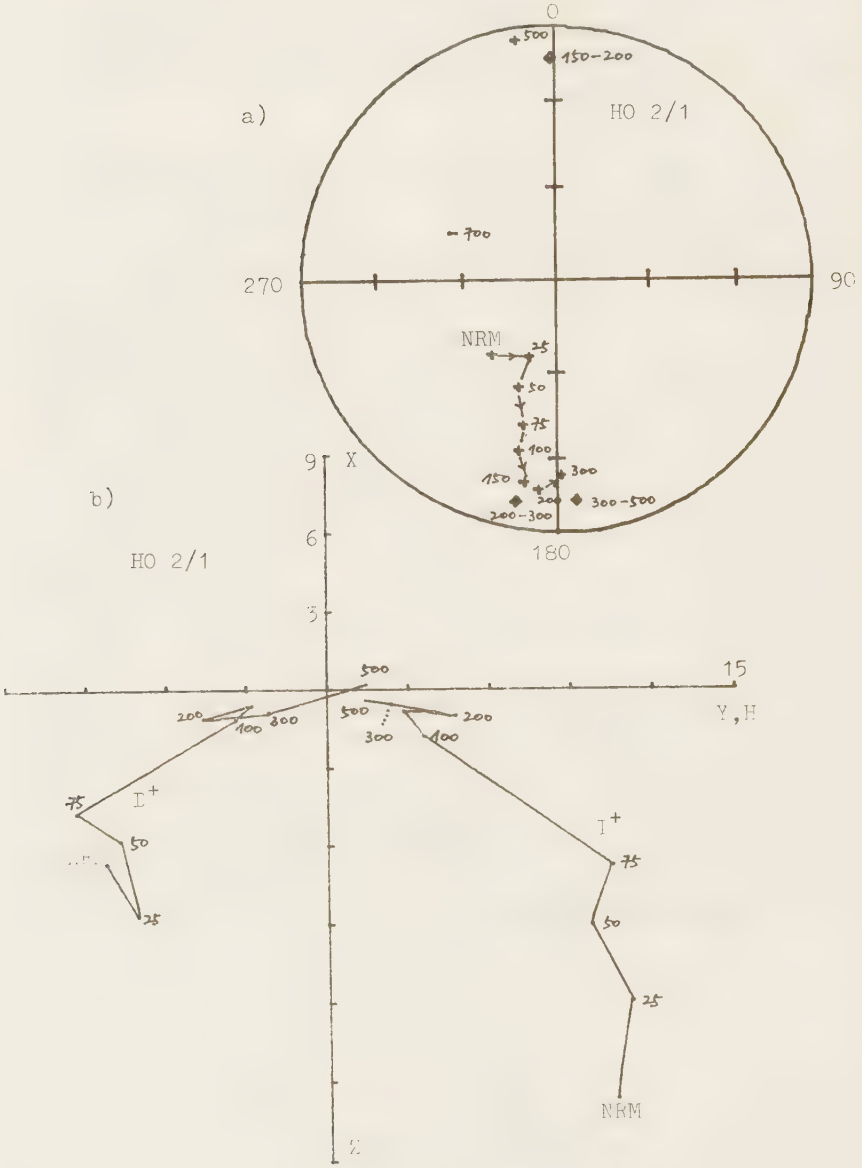
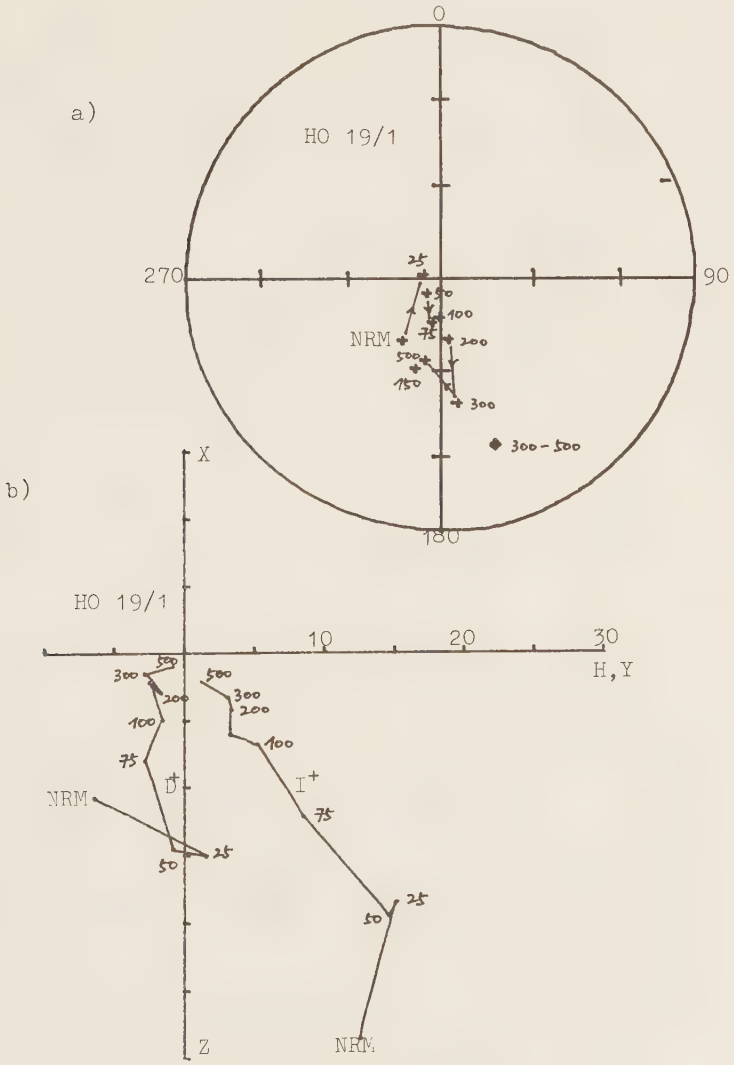
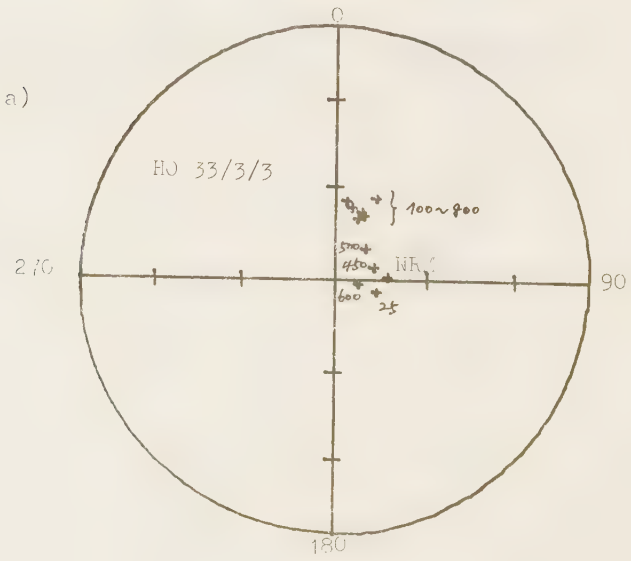


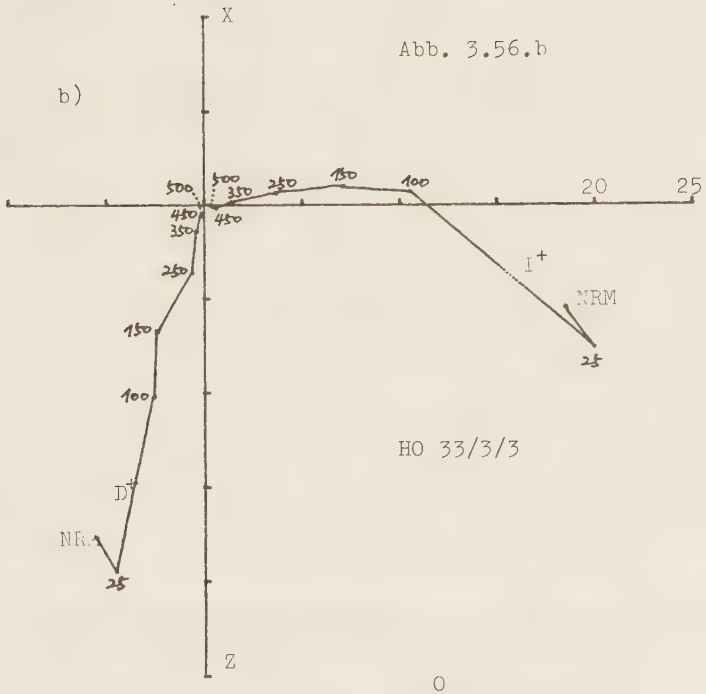
Abb. 3.55 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit der Probe HO 19/1



Die Testentmagnetisierung mit den Handstückproben wurde mit vier Proben (HO 30/4/3, HO 33/3/3, HO 35/2/1 und HO 35/5/1) durchgeführt.
Weil die ersten zwei Proben und die letzten zwei Proben jeweils ähnliches Verhalten zeigten, seien hier die Ergebnisse aus jeweils einer repräsentativen Probe angeführt:
Die Probe HO 33/3/3 wies zwar eine stabile Endrichtung auf (Abb. 3.56.a.b), jedoch ist diese hier nicht von unmittelbarer Bedeutung, da diese Richtung die etwa der heutigen Feldrichtung am Probenort entspricht.
Die Probe HO 35/2/1 hatte schon eine stabile NRM. Ihre Intensität wurde durch das Feld von bis 500 Oe lediglich auf 60 % der NRM verringert, und die Richtung veränderte sich bis 450 Oe kaum (Abb. 3.57). Ein optimales Entmagnetisierungs-Feld bei dieser Probe ist daher bis 450 Oe beliebig zu wählen.

Abb. 3.56 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit der Probe HO 33/3/3





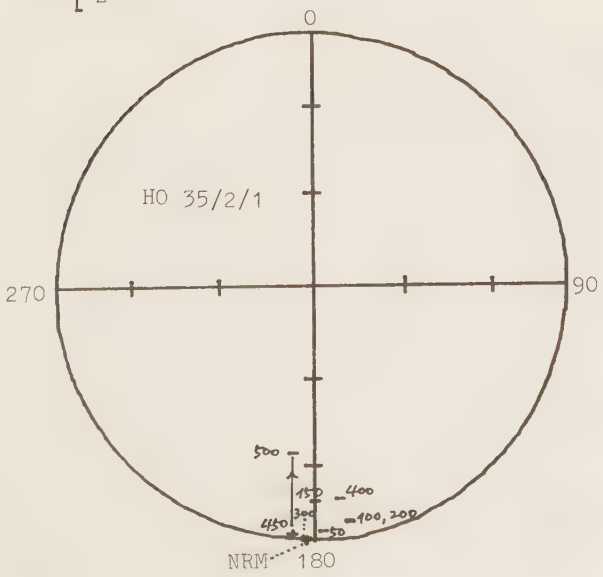


Abb. 3.57
Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe HO 35/2/1

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

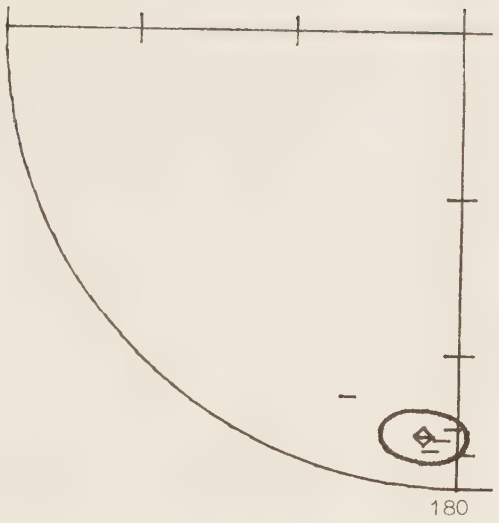
Aus der Testentmagnetisierung konnte geschlossen werden, daß durch die Wechselfeld-Entmagnetisierung bei diesem Vorkommen nur aus den Proben HO 35/... nutzbare Informationen gewonnen werden können. Deshalb wurde die pauschale Entmagnetisierung lediglich mit diesen Proben unternommen.
In der NRM-Verteilung unterschieden sich diese Proben auch schon von den anderen. Diese haben eine flache negative Inklination, während die anderen eine steile positive Inklination besitzen. Der Inklinationsunterschied beträgt etwa 90°.
Tab. 3.14 zeigt die Ergebnisse der Entmagnetisierung mit dem Feld von 300 Oe. Die Anwendung der Fisher-Statistik an die Bohrmittel dieses Handstücks ergab: N = 5, R = 4.162, $D = 184.4^{\circ}$, $I = -12.2^{\circ}$, k = 104.1 und $\alpha_{95} = 6.1^{\circ}$ (s. auch Abb. 3.58).

Tab. 3.14 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen HO

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungs-Feldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
HO 35/1/1	300 Oe	197.9°	-13.9°	14.93 μG	197.0°	-17.6°
35/1/2	"	196.0	-21.2	7.57		
35/2/1	"	181.7	- 0.7	8.66	178.8	- 8.4
35/2/2	"	175.8	-16.0	11.08		
35/3/1	"	172.6	-22.5	14.03	180.8	-14.1
35/3/2	"	188.4	- 5.4	16.04		
35/4/1	"	195.2	- 5.9	17.22	183.7	- 9.0
35/4/2	"	172.1	-11.7	17.01		
35/5/1	"	195.9	-11.4	3.05	182.3	-11.6
35/5/2	"	168.8	-11.1	2.12		

Abb. 3.58

CARM des Vorkommens HO nach Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben HO 35/...



c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Als Testproben für die thermischen Entmagnetisierungs-Experimente wurden sieben Proben (HO 2/2, HO 6/2, HO 11/1, HO 18/1, HO 22/2, HO 30/2/1 und HO 33/3/2) gewählt.

Darunter zeigten die Proben HO 2/2 und HO 6/2 ähnliche Eigenschaften. Das Stereogramm der Probe HO 2/2 ist in Abb. 3.59 dargestellt. Daraus ist ersichtlich, daß die CARM dieser Probe mit einer ganz flachen Inklination im dritten Quadranten liegt. Die Richtungen von 100° C bis 480° C sind praktisch gleich. Ab 530° C bewegten sich die Richtungen unsystematisch. Das kann auf eine mineralogische Änderung der Probe durch die Erhitzung zurückgeführt werden, weil bei dieser Temperatur eine Suszeptibilitätszunahme (etwa 27 % gegenüber der NRM) beobachtet wurde. Die Suszeptibilität blieb bis 480° C konstant, nahm dann zu und erreichte bei 600° C mehr als das zweifache der natürlichen Probe. Die Remanenz-Richtungen können nur bis zu der Temperatur als sinnvoll betrachtet werden, bei der noch keine mineralogische Änderung eintritt. Diese CARM-Richtungen der Proben HO 2/2 und HO 6/2 bestätigen die der vorher untersuchten

Vorkommen.
Die Proben HO 18/1 und HO 22/2 zeigten ein deutlich unstabiles Verhalten mit unsystematischen Richtungsänderungen von Stufe zu Stufe der Entmagnetisierung. Deswegen wollen wir hier über diese Proben nicht mehr diskutieren.

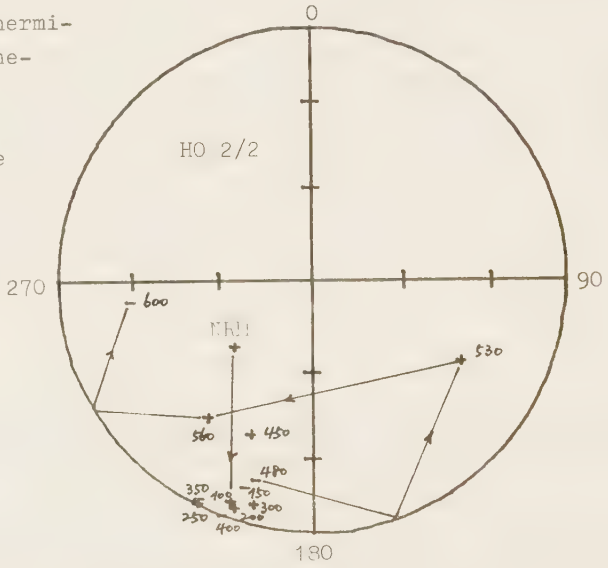


Abb. 3.59 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe HO 2/2

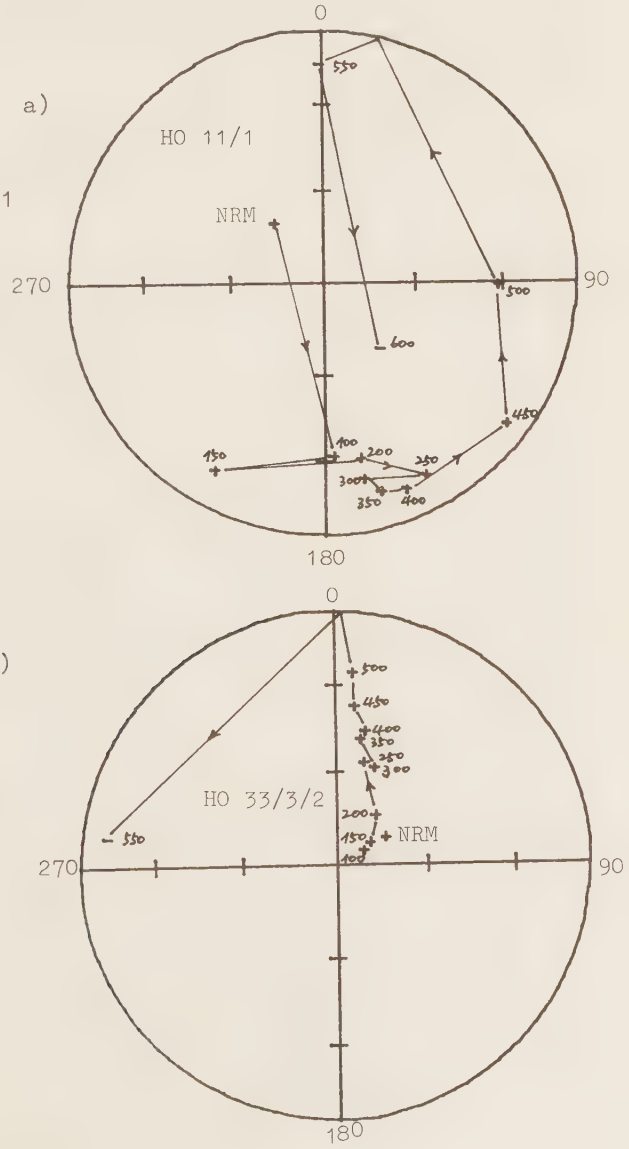
Abb. 3.60 zeigt die Ergebnisse mit den Proben HO 11/1 und HO 33/3/2. Bei der Probe HO 11/1 wird angedeutet, als ob sie eine stabile Endrichtung erreicht hätte. Aber die Zijderveld-Diagramm-Analyse zeigte, daß dies nicht der Fall ist. Die beiden Äste des Zijderveld-Diagramms verlaufen ausgesprochen schief gegenüber dem Nullpunkt des Koordinatensystems. Andererseits erreicht die Probe HO 33/3/2 noch keinen stabilen Endpunkt und ihr Zijderveld-Diagramm ist deswegen schief.

Bei der letzten Probe von HO 30/2/1 erfolgte bis 450° C praktisch keine Richtungsänderung. Die Remanenz-Intensität verringerte sich zwar allmählich bis zu dieser Temperatur, aber die Inklination blieb immer steil (80° oder sogar mehr) wie bei der NRM. Bei 480° C trat ein plötzlicher Intensitätsabfall um bis zu 80 % von der NRM und 1/3 von der vorigen Stu-

fe ein. Gleichzeitig rückte die Remanenz-Richtung zu einem flachen Inklinationswert. Aber die Deklinationswerte betrugen etwa 90 % und auch bei höheren Temperaturen wurde keine stabile Endrichtung erreicht. Bei dieser Probe ist damit am besten eine anomale CARM-Richtung zu erwarten.

Abb. 3.60

Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben HO 11/1 und HO 33/3/2



3.2.3.9 Weidesgrün (W)

Als vom Verfasser die Bohrproben aus diesem Vorkommen übernommen worden waren, waren fast alle davon mit dem Wechselfeld von 1 000 Oe entmagnetisiert worden. Daher konnten die weiteren Untersuchungen von diesem Vorkommen nur mit den in der zweiten Geländefahrt genommenen Handstückproben durchgeführt werden.

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Die Wechselfeld-Testentmagnetisierung wurden mit jeweils einer Probe aus jedem Handstück unternommen. Weil aus diesem Vorkommen insgesamt sechs unabhängig orientierte Handstücke genommen wurden, betrug die Testprobenzahl damit sechs (W 30/2/1, W 31/2/1, W 32/4/3, W 33/2/3, W 34/4/2 und W 35/4/1). Darunter erwiesen sich nur noch drei Testproben als brauchbar.
Die Probe W 30/2/1 erreichte nie eine stabile Endrichtung, und die Proben W 34/4/2 bzw. W 35/4/1 zeigten scheinbar Stabilität, aber ungewöhnliche und voneinander unterschiedliche Remanenzrichtungen. Die Zijderveld-Diagramme dieser Proben bestätigten ihre Unbrauchbarkeit.

Abb. 3.61 zeigt die Entmagnetisierungs-Kurven der drei Testproben W 31/2/1, W 32/4/3 und W 33/2/3. Ein optimales Feld liegt wohl etwa bei 400 Oe.
Beim Stereogramm der Probe W 32/4/3 (Abb. 3.62.a) ist angedeutet, daß beim Feld von 400 Oe eine stabile Endrichtung erreicht worden ist. Diese Aussage wird durch die Differenzvektor-Analyse weiter unterstützt. Die zwei Differenzvektoren ab 400 Oe (Rauten in Abb. 3.62.a) liegen ganz dicht dabei. Das Zijderveld-Diagramm dieser Probe (Abb. 3.62.b) spricht auch ganz deutlich dafür. Bis 300 Oe wurden die unstabilen Remanenz-Komponenten eliminiert und ab 300 Oe wurde allmählich auch die CARM-Komponente entmagnetisiert (s. auch

die Gestalt der Entmagnetisierungskurve in Abb. 3.61).

Abb. 3.61 Entmagnetisierungskurven bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben W 31/2/1, W 32/4/3 und W 33/2/3

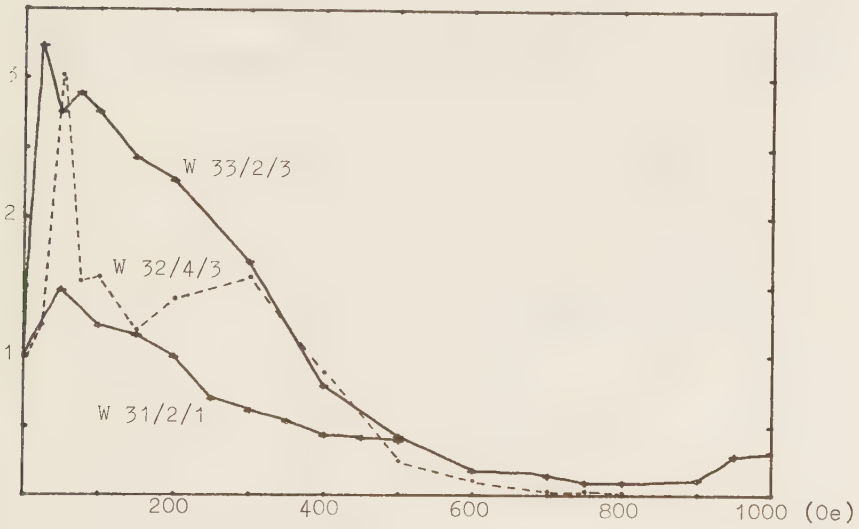
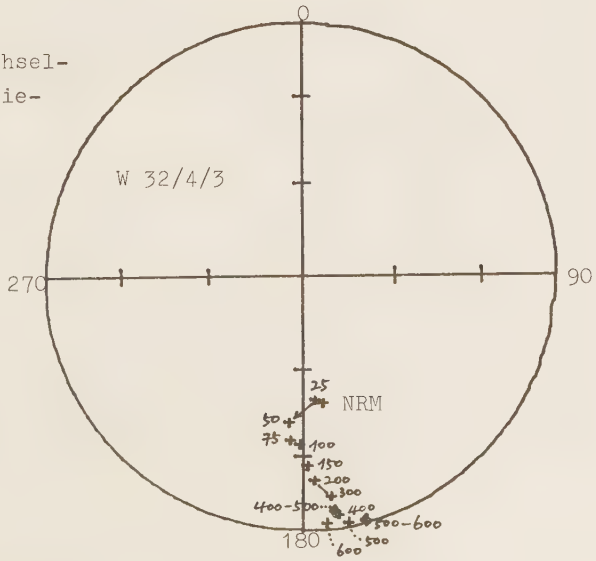


Abb. 3.62.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe W 32/4/3



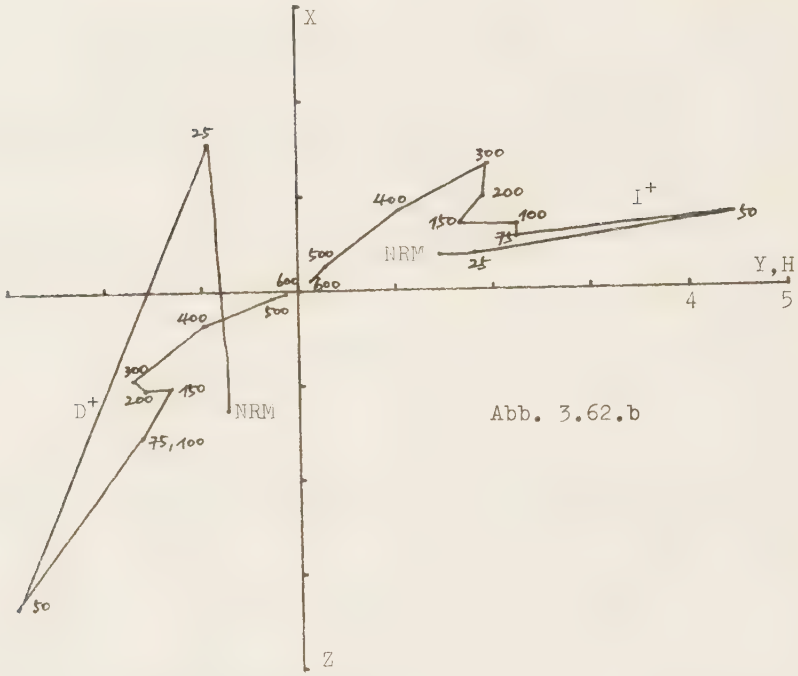


Abb. 3.62.b

Die Probe W 33/2/3 war sehr stabil und die Probe W 31/2/1 verhielt sich sehr ähnlich. Das Zijderveld-Diagramm der Probe W 33/2/3 (Abb. 3.63.b) zeigt, daß diese bereits ab 200 Oe nur noch die CARM enthält. Wie man in ihrem Stereogramm (Abb. 3.63.a) sieht, bleibt diese Richtung weiterhin bis 800 Oe praktisch unverändert.

Eine natürliche Folgerung daraus ist, daß die DV-Richtungen ab 200 Oe mit der CARM-Richtung zusammenfallen müssen. In Tab. 3.15 werden diese DV-Richtungen mit denen der Probe W 32/4/3 aufgeführt und in Abb. 3.64 gezeichnet. Zwischen der mittleren CARM ($D = 170.8^{\circ}$, $I = 1.6^{\circ}$) und der mittleren DV-Richtung ($D = 174.3^{\circ}$, $I = 3.2^{\circ}$) besteht eine gute Übereinstimmung. Die zwei Rauten im Norden zeigen die zwei Differenzvektoren, die bei niedrigeren Feldern ausgelöscht wurden. Bei diesen Feldern wurden damit eine zur CARM fast antiparallele Komponente entmagnetisiert.

Abb. 3.63.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit der Probe W 33/2/3

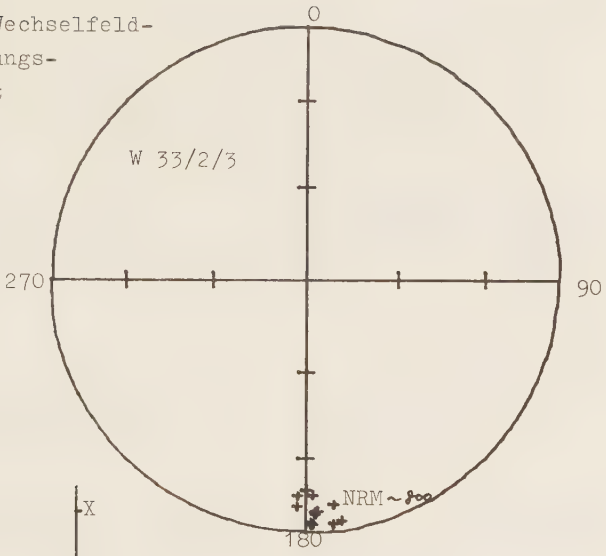
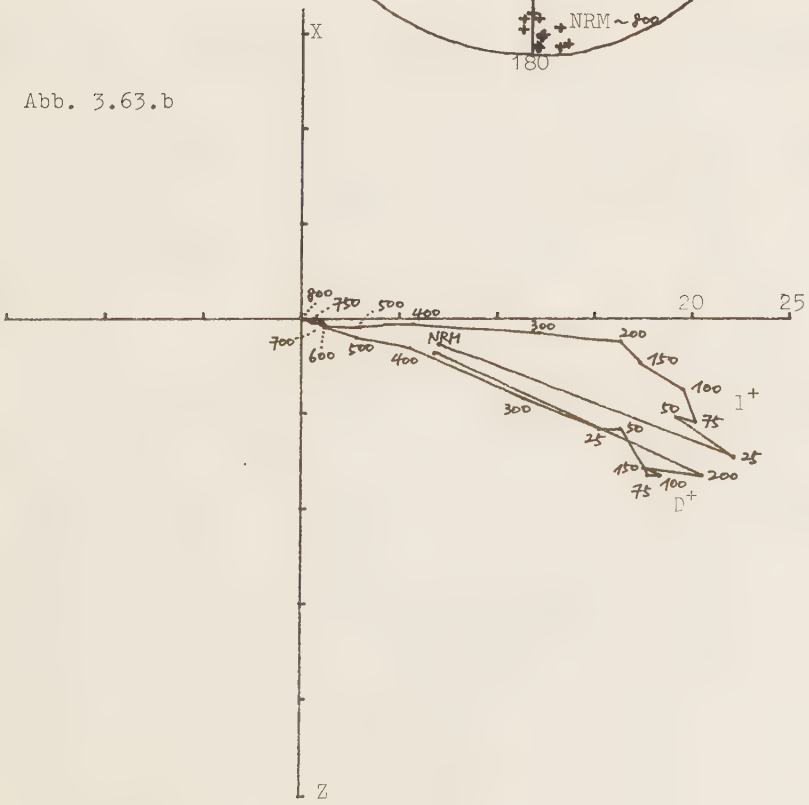


Abb. 3.63.b



Tab. 3.15 Einige Differenzvektoren der Testproben aus Weidesgrün (W), die offensichtlich auf die alleinige Entmagnetisierung einer Remanenzkomponente hinweisen (s. Text)

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsstufe	Differenzvektor D	I
W 32/4/3	400 - 500 Oe	172.1°	7.3°
	500 - 600	165.3°	0.9°
W 33/2/3	200 - 300	180.1°	7.0°
	300 - 400	182.5°	4.0°
	400 - 500	169.5°	-4.0°
	500 - 600	176.1°	3.9°

Fisher-Statistik: N = 6, R = 5.954, D = 174.3°, I = 3.2°, k = 109.0 und α_{95} = 5.5°

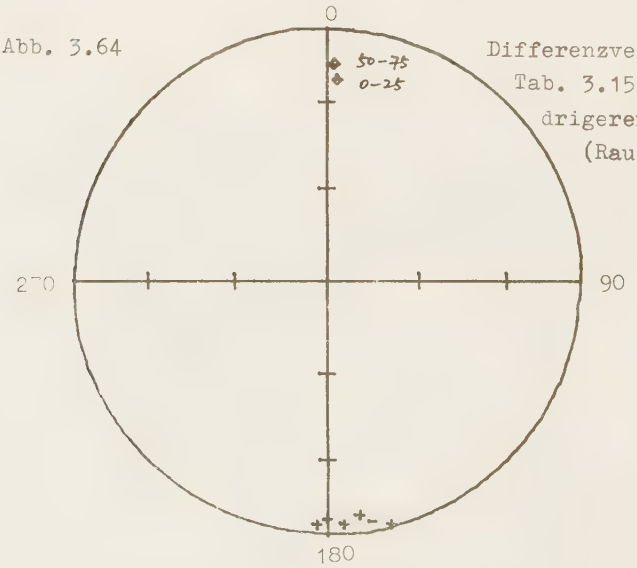


Abb. 3.64 Differenzvektoren der Tab. 3.15 bzw. bei niedrigeren Feldern (Rauten).

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

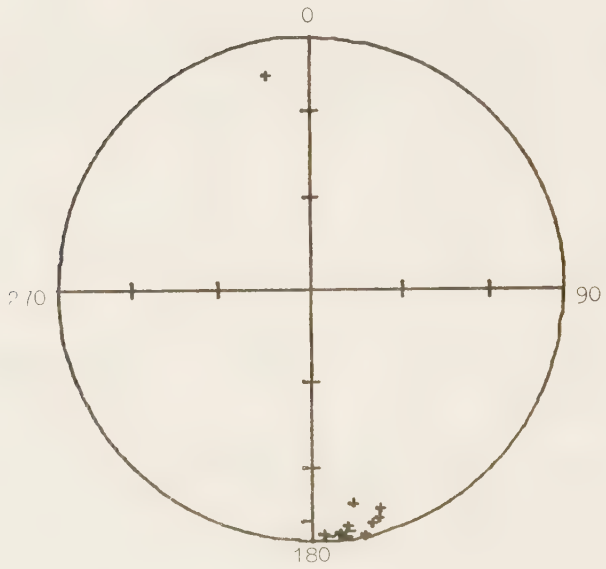
Aus den Handstücken von W 31, W 32 und W 33, bei denen die Stabilität und die Trennbarkeit der CARM nachgewiesen worden waren, wurden insgesamt 14 Einzelproben mit dem Feld von 400 Oe entmagnetisiert. Wie ihre Ergebnisse zeigen (Tab. 3.16, Abb. 3.65: N = 14, R = 13.835 D = 170.8°, I = 1.6°, k = 78.8 und α_{95} = 4.2°), liegt bei diesem Vorkommen die CARM-Richtung etwas entfernt von der der anderen Vorkommen.

Tab. 3.16 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen W.

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungs-Feldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
W 31/1/1	400 Oe	177.0°	3.0°	2.60 μG		
31/2/1	"	170.9	-3.2	0.962		
31/3/1	"	165.4	4.9	2.28	169.8°	3.6°
31/4/1	"	173.3	2.7	2.61		
31/5/2	"	162.5	10.3	2.79		
32/1/2	"	175.9	-1.9	0.589		
32/2/1	"	163.5	6.4	0.582	169.9	6.3
32/3/1	"	168.9	15.1	0.494		
32/4/3	"	171.3	5.7	1.334		
33/1/2	"	181.2	-9.1	3.336		
33/2/3	"	173.4	2.9	5.742	172.5	-4.3
33/3/3	"	167.7	0.4	0.679		
33/4/2+	"	348.6	14.6	0.445		
33/5/1	"	171.8	-1.0	2.443		

+ Bei der Mittelwertbildung invertiert.

Abb. 3.65 CARM-Richtungen des Vorkommens W
nach Wechselfeld-Entmagnetisierung



c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Für die thermische Testentmagnetisierung wurden sechs Proben (W 10/7, W 30/3/1, W 31/1/2, W 33/1/3, W 34/2/1 und W 35/1/1) genommen. Mit der Methode konnte aber keine CARM-Komponente abgetrennt werden. Lediglich zeigte die Probe W 31/1/2 einen starken Hinweis auf die ungefähre Lage der CARM (Abb. 3.66) und es scheint die durch die Wechselfeld-Methode bestimmte CARM-Richtung zu bestätigen. Aus Platzgründen sollen hier die einzelnen Meßergebnisse nicht aufgeführt werden.

Abb. 3.66 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe W 31/1/2

Abb. 3.66.b
Probe W 31/1/2

3.2.3.10 Bad Steben (BS)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Bei diesem Vorkommen wurden sechs Testproben (BS 3/2, BS 5/1, BS 6/2, BS 9/2, BS 30/3/3 und BS 32/1/1) für die Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente ausgewählt.

Die Proben BS 6/2, BS 9/2 und BS 32/1/1 wurden schon vor dem Erreichen einer stabilen Endrichtung zu schwach für das Meßgerät und streuten unsystematisch. Das gleiche traf auch bei der Probe BS 30/3/3 zu.

Lediglich die beiden Proben BS 3/2 und BS 5/1 zeigten eine stabile Endrichtung. In Abb. 3.68.a sind die Remanenz-Richtungen von der Probe BS 3/2 bei der Entmagnetisierung dargestellt. Daraus ist zu entnehmen, daß bei schon 50 Oe die stabile Endrichtung erreicht worden ist. Außerdem weisen die Entmagnetisierungskurve (Abb. 3.67) und das Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.68.b) jeweils auf ein optimales Feld von

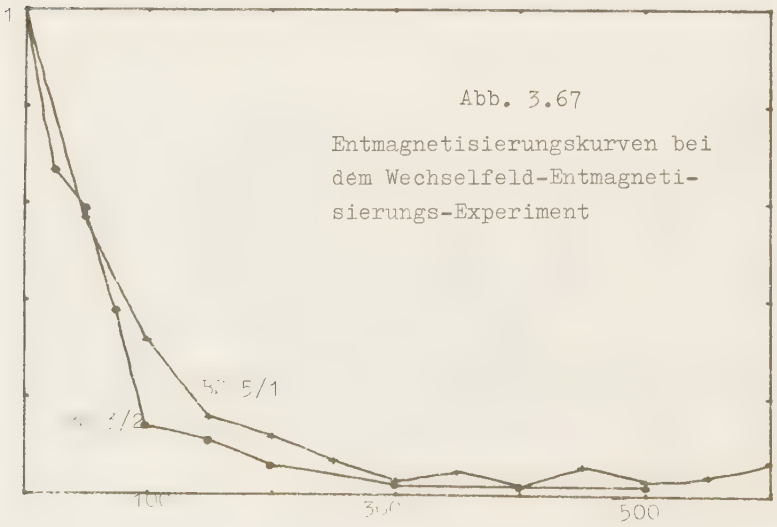
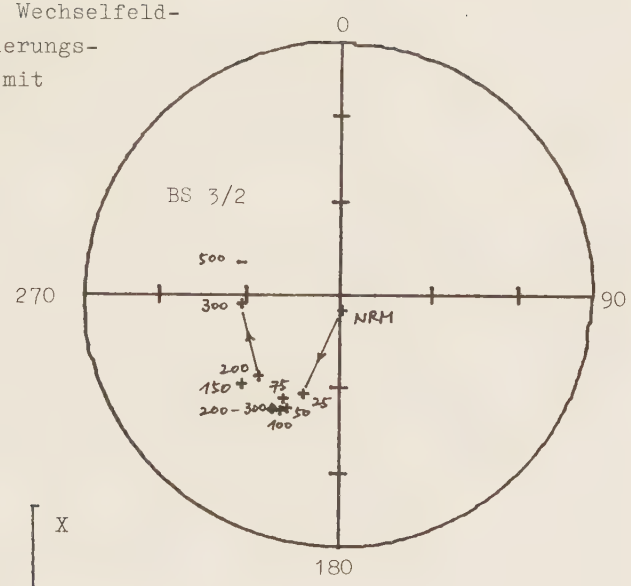


Abb. 3.67

Entmagnetisierungskurven bei dem Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment

Abb. 3.68.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente mit der Probe BS 3/2



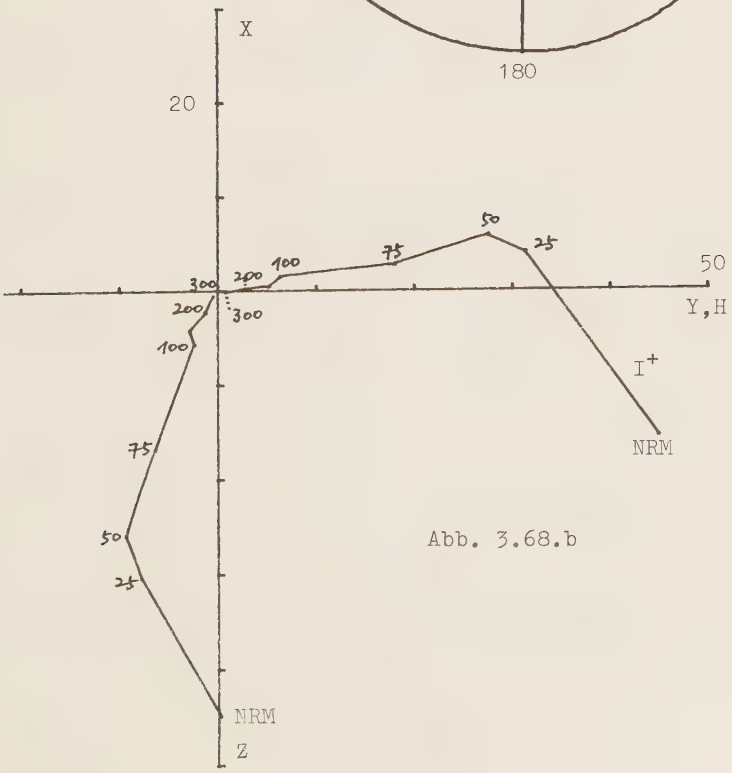


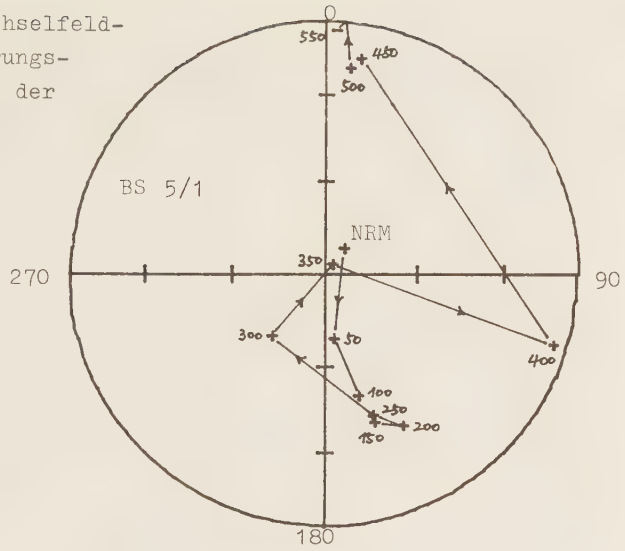
Abb. 3.68.b

etwa 100 bzw. 50 Oe hin.
Aber es erhebt sich die Frage, ob eine schon zwischen 50 Oe und 100 Oe stark abnehmende (zu 14 % der NRM) Remanenz die CARM repräsentiert. Außerdem ist diese Endrichtung hinsichtlich der Untersuchungsergebnisse anderer Vorkommen (s. vorangegangenes Kapitel) anomal.
Die Testentmagnetisierung der nächsten Probe BS 5/1 macht das Resultat der Probe BS 3/2 zweifelhaft: Abb. 3.69 zeigt die Entmagnetisierungs-Ergebnisse der Probe BS 5/1. Auch bei ihr scheint zunächst durch ein Feld von etwa 150 Oe eine stabile Endrichtung erreicht worden zu sein. Aber die weitere Entmagnetisierung brachte eine rasche Richtungsänderung mit sich, bis es dann bei 450 Oe zu einer weiteren (wahren!) Endrichtung kommt (Abb. 3.69.a). Diese Beobachtung wird auch im Zijderveld-Diagramm (Abb. 3.69.b) genau wiedergegeben: Die beiden Zijderveld-Äste laufen nicht im Intervall von 150 - 250 Oe, sondern zwischen 450 - 500 Oe dem Nullpunkt des Koordinatensystems zu. Die Richtungen fallen nun mit der CARM bei anderen Vorkommen sehr gut zusammen.

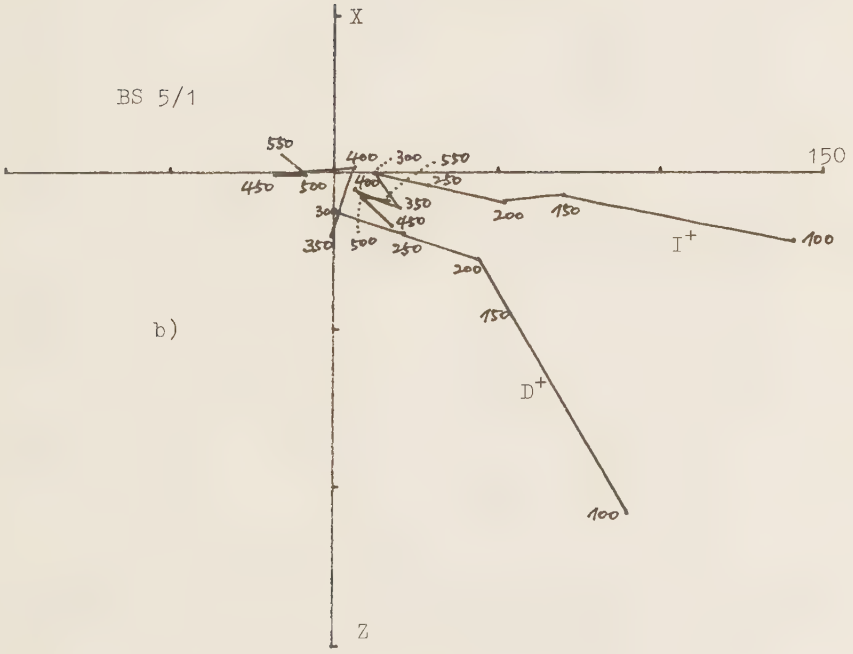
Dieses Beispiel zeigt, daß eine Testentmagnetisierung bis zum Verschwinden der Remanenz fortgesetzt werden muß (s. dazu z.B. Roy & Lapointe 1978, Storetvedt 1970), und daß das Zijderveld-Diagramm dementsprechend bis zu höheren Feldern lang genug verfolgt werden muß. Das muß man insbesondere bei der Untersuchung solcher Proben beachten, bei denen zwischen der NRM und der CARM ein großer Intensitätsunterschied besteht. Dies war bei der Probe BS 3/2 gerade der Fall. Die Remanenz-Intensität war bei 100 Oe 14 %, bei 200 Oe 6 % und bei 300 Oe knapp 2 % (0.9 μG) der NRM. Mit solch einem geringen Betrag der Remanenz ist es oft nicht möglich, ein eventuelles Abweichen der Zijderveld-Äste vom Nullpunkt wahrzunehmen: Obwohl die 300 Oe-Richtung nicht mit der 200 Oe-Richtung übereinstimmt (Abb. 3.68.a), ist kaum etwas davon im Zijderveld-Diagramm zu merken (Abb. 3.68.b).

Abb. 3.69 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe BS 5/1

a)



b)

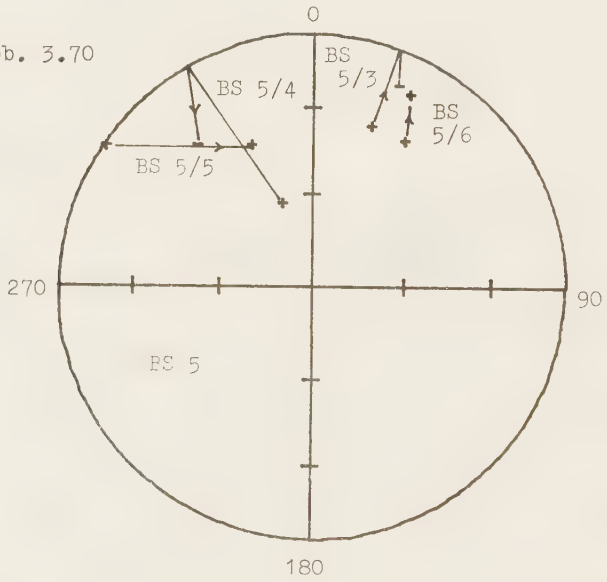


Zur besseren Auflösung wurden bei der Probe BS 5/1 die Zijderveld-Äste (Abb. 3.69.b) erst ab 100 Oe gezeichnet. Bei dieser Probe betrugen die Remanenz-Intensitäten bei 450 Oe und 500 Oe jeweils auch nur noch knapp 6 % und 3 % (11.7 μG) der NRM.

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Nach dem Testentmagnetisierungs-Ergebnis mit der Probe BS 5/1 wurden sämtliche Proben aus dem Bohrloch BS 5 einmal mit dem Feld von 450 Oe und dann nochmals mit 500 Oe entmagnetisiert. Unglücklicherweise zeigten sie aber eine große Streuung (Abb. 3.70, ohne BS 5/1).

Abb. 3.70



Die Proben BS 5/... wurden einmal mit 450 Oe und dann nochmals mit 500 Oe entmagnetisiert.

Aus dieser Abbildung kann geschlossen werden, daß diese Richtungen, vielleicht ausgenommen die Probe BS 5/6 offensichtlich keine CARM darstellen, weil die Richtungen von 450 Oe und von 500 Oe weit voneinander entfernt liegen. Nur die Probe BS 5/1 weist eine stabile, und mit den Ergebnissen der anderen Vorkommen übereinstimmende Endrichtung auf. Hier sei nebenbei hinzugefügt, daß sich die Probe BS 5/1 durch den Q-Faktor von den anderen Proben in Abb. 3.70 unterschied. Ihr Q-Wert beträgt 0.42, während er bei den anderen unter 0.30 bleibt.

Aus diesem Vorkommen konnten (ausgenommen die einzige Probe BS 5/1) hinsichtlich der Remanenz-Richtung keine Endergebnisse gewonnen werden. Es soll hier kurz betrachtet werden, was bei der Analyse eines Zijderveld-Diagramms maßgebend ist. Wie wir im Abschnitt a) gesehen haben, hat ein Zijderveld-Diagramm mit solchen Ästen, die im wesentlichen Teil durch instabile Remanenz-Komponenten bestimmt sind, keine Bedeutung für die Bestimmung eines optimalen Feldes für die Darstellung der stabilen CARM-Richtung. Dies trifft auch bei der Betrachtung einer Entmagnetisierungskurve zu. Zum Abschätzen eines optimalen Feldes kann die Thellier-Methode (s. Absch. 3.2.1.3) nur dann beitragen, wenn sich im stark abfallenden Teil der Entmagnetisierungskurve die Abmagnetisierung der stabilen CARM-Komponente wiederspiegelt; in den Fällen von BS 3/2 bzw. BS 5/1 wurde bis 150 Oe nur die instabile VRM- (oder IRM-) Komponente abgebaut (Abb. 3.67). Die tatsächliche Abmagnetisierung der verborgenen CARM-Komponente geschah erst bei den höheren Feldern.

c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Insgesamt fünf Testproben (BS 2/2, 8/8, 9/1, 30/2/1 und BS 31/5/1) wurden thermisch testentmagnetisiert. Bei keiner konnte aber die CARM mit dieser Methode abgetrennt werden: In Abb. 3.71 werden zwei Beispiele der Testentmagnetisierung angeführt.

Abb. 3.71 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit den Proben BS 8/8 und BS 30/2/1

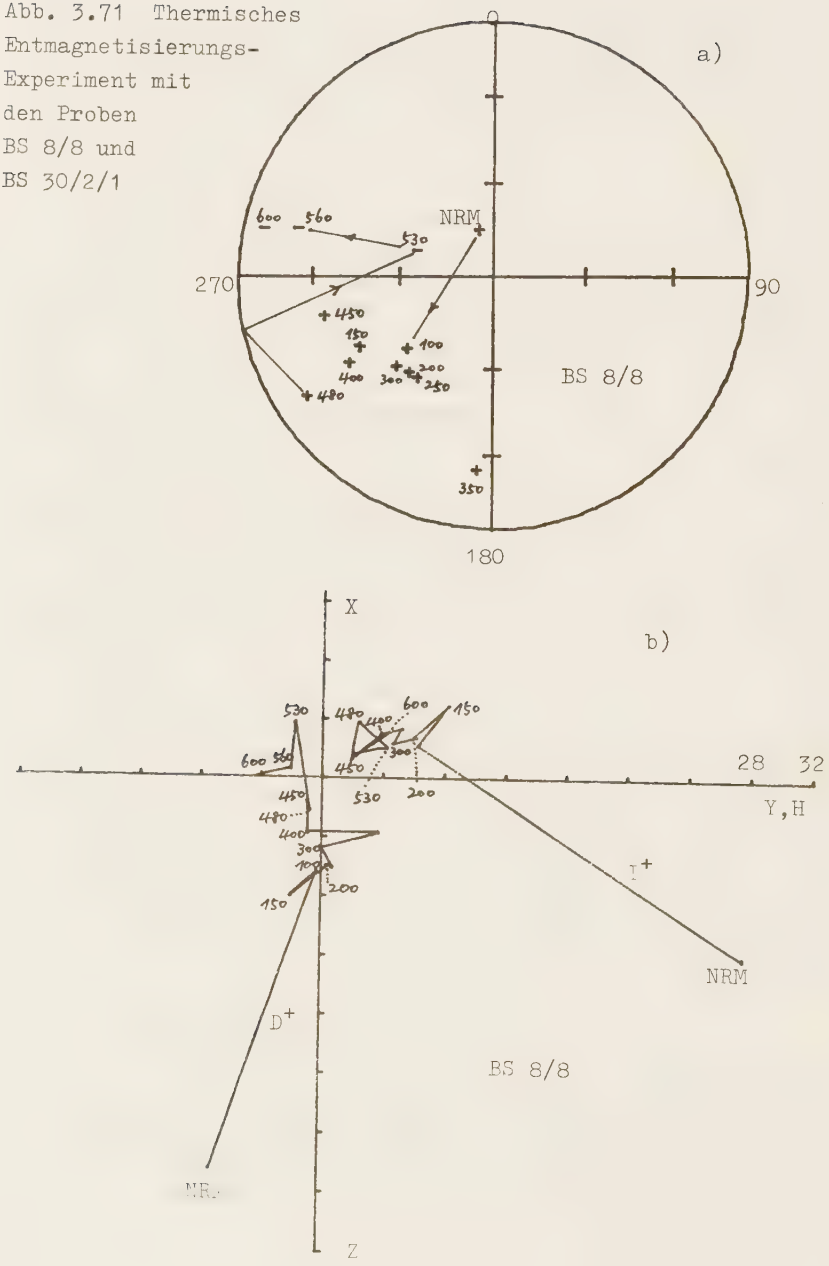
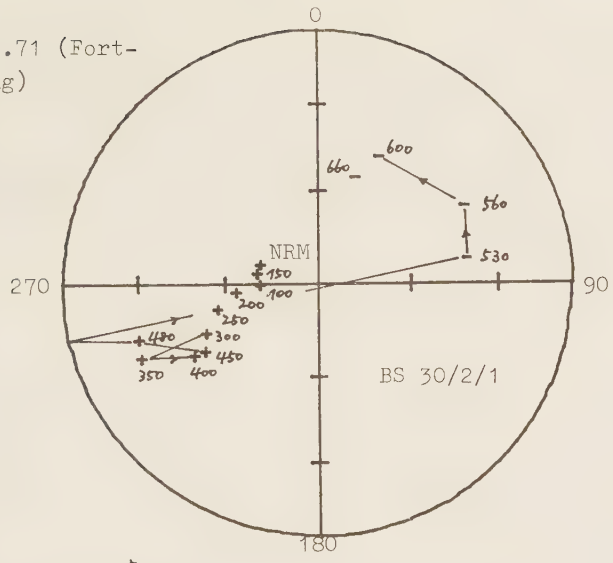
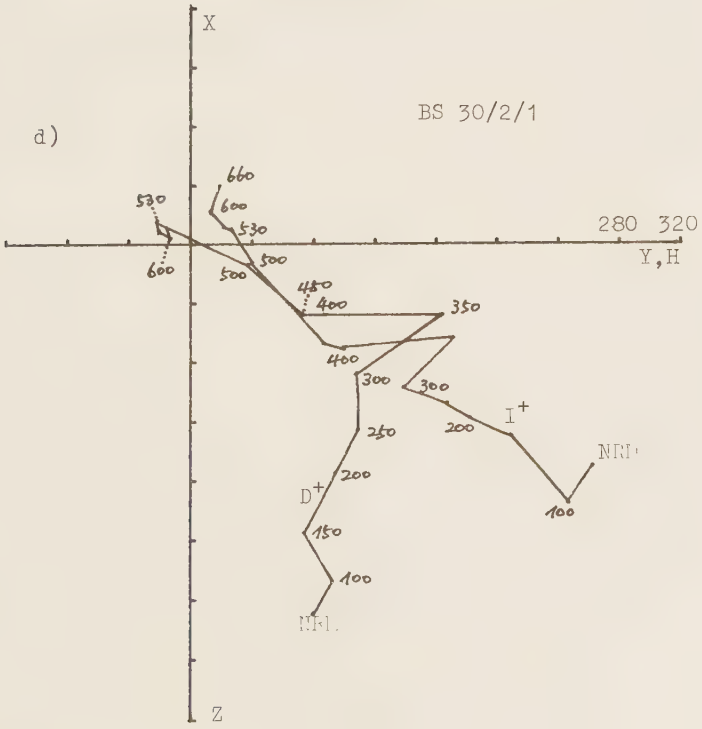


Abb. 3.71 (Fortsetzung)

c)



d)



Mit der Temperatur von über 600° C wird der Curie-Punkt von Magnetit und auch die Maximaltemperatur des Ofens überschritten. Der Verlauf der Zijderveld-Äste, insbesondere des D^+-Astes bei der Probe BS 8/8 und des I^+-Astes bei der Probe BS 30/2/1 zeigt, daß die CARM nicht abtrennbar ist. Die oberhalb 600° C meßbare Remanenz ist wohl durch Hämatit verursacht.

3.2.3.11 Hof (H)

a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Aus diesem Vorkommen wurden sechs Proben (H 1/3, H 5/2, H 6/1, H 7/2, H 10/2 und H 31/4/3) mit der Wechselfeld-Methode testentmagnetisiert. Nach dem Verhalten gegenüber der Entmagnetisierung wurden sie in zwei Gruppen unterteilt:
Die Remanenz der Proben aus der ersten Gruppe (vier Proben: H 1/3, H 7/2, H 10/2, H 31/4/3) wurde schon mit dem Feld von 200 Oe weitgehend abgebaut (s. Abb. 3.72). Nach der Entmagnetisierung mit diesem Feld beträgt z.B. die Remanenz der Probe H 1/3 lediglich 17 % der NRM. Bei anderen Proben wurde die Remanenz noch viel schwächer. Solch eine rasch abnehmende Remanenz ist wahrscheinlich noch eine instabile VRM oder IRM, aber nicht die gesuchte stabile CARM. Die Remanenz-Richtungen blieben bis zu diesem Feld von 200 Oe nahe bei der NRM, und danach veränderten sie sich plötzlich unsystematisch, wie ein typisches Beispiel von der Probe H 7/2 zeigt (Abb. 3.73). Dies deutet auf unsystematische ARM-Effekte hin.

Die Proben H 5/2 und H 6/1 gehören zu der zweiten Gruppe. Abb. 3.74 und 3.75 zeigen das Verhalten dieser Proben. Die Remanenzrichtungen rückten zwar in die Nähe der CARM-Richtung anderer Vorkommen, es ist aber schwierig aus dem Stereogramm alleine auszusagen, ob schon eine stabile Endrichtung erreicht worden ist. Die Beurteilung konnte erst durch die Zijderveld-Diagramme- und DV-Analyse erfolgen: Die Tatsache, daß die beiden Zijderveld-Äste nicht zum Ursprung des Koordinatensystems laufen, und daß die drei Differenzvektoren (von 500 - 600, 600 - 700 und 700 - 800 Oe) von der scheinbaren Endrichtung entfernt liegen, spricht dafür, daß die Proben noch eine mehrkomponentige Remanenz besitzen.

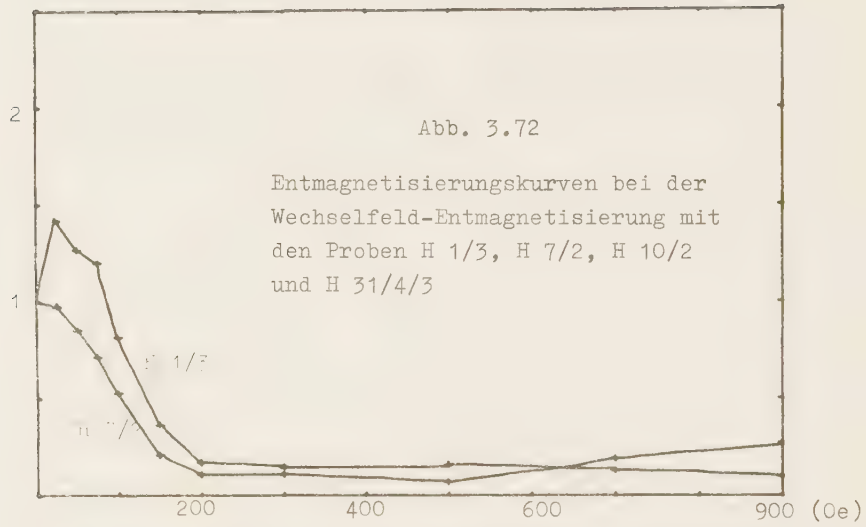


Abb. 3.72

Entmagnetisierungskurven bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung mit den Proben H 1/3, H 7/2, H 10/2 und H 31/4/3

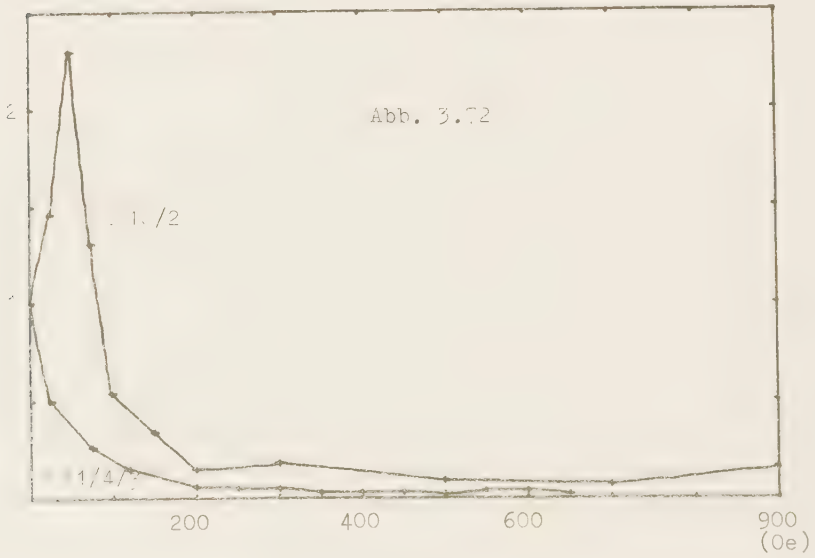


Abb. 3.72

Abb. 3.73 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe H 7/2

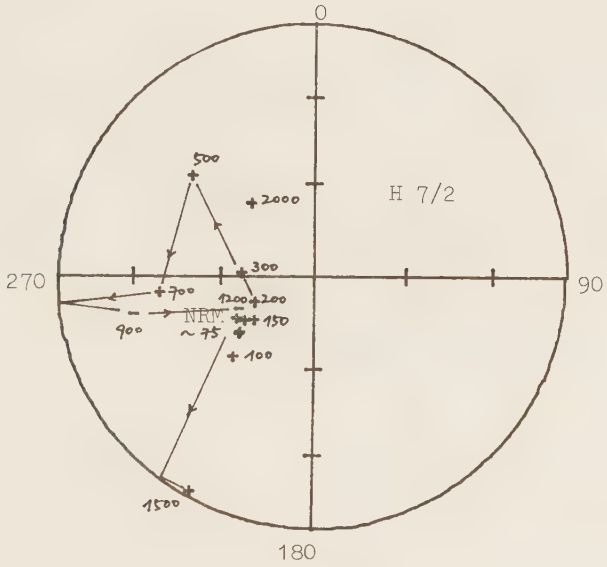


Abb. 3.74 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe H 5/2

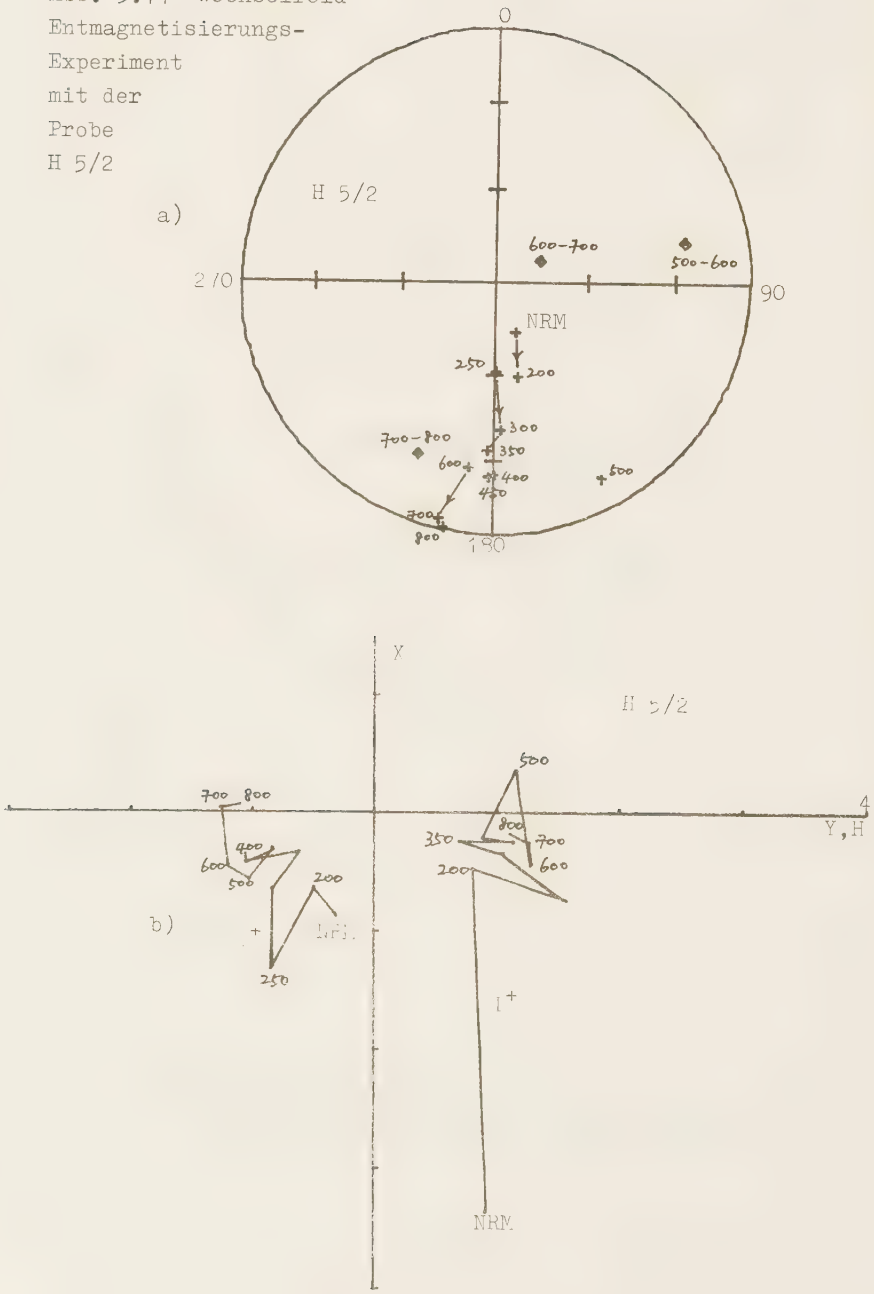


Abb. 3.75 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe H 6/1

a)

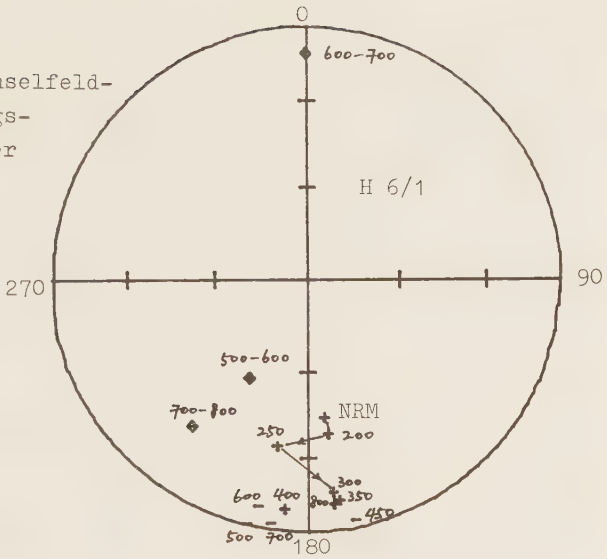
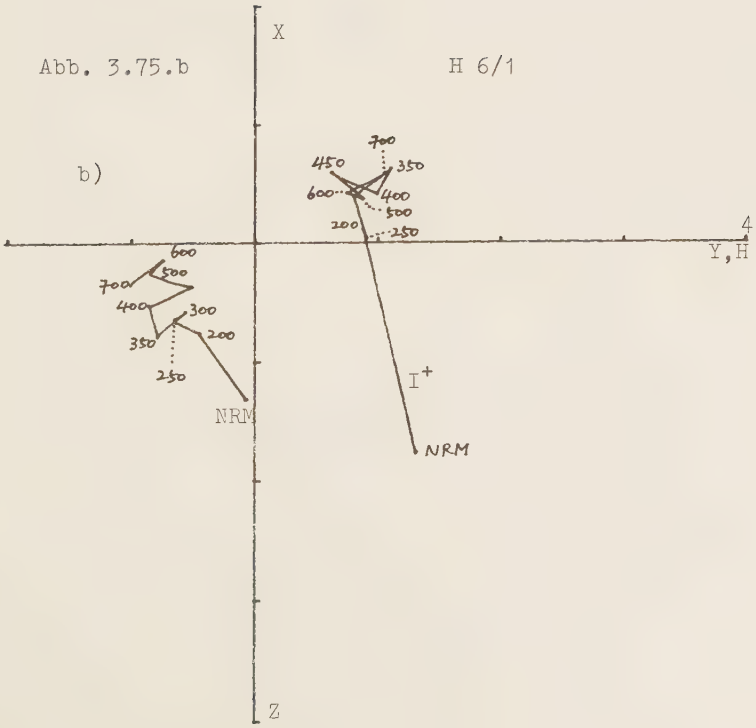


Abb. 3.75.b

b)



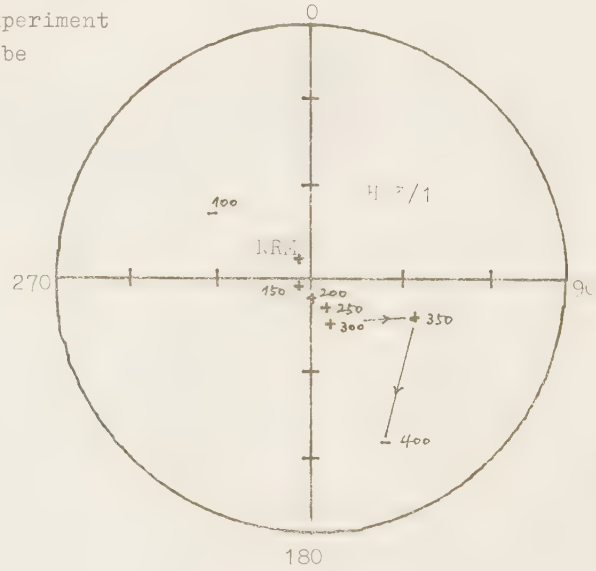
b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Weil bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung keine Endergebnisse für die Paläorichtung gewonnen worden waren, wurde für die thermischen Entmagnetisierungs-Experimente eine größere Testprobenzahl genommen (acht Proben: H 3/1, 5/1, 7/3, 13/1, 30/1/2, 31/2/2, 31/2/2, 33/1/2, 35/3/2). Wie bei der Wechselfeld-Methode konnten auch hier die Proben, hinsichtlich des Verhaltens bei der Entmagnetisierung, in zwei Gruppen unterteilt werden. Die Proben H 3/1, 5/1, 13/1 bzw. 30/1/2 gehören zu der ersten Gruppe und die Proben H 7/3, 31/2/2, 33/1/2 bzw. 35/3/2 zu der zweiten. Die Entmagnetisierungs-Experimente brachten aber keine zufriedenstellenden Ergebnisse.

Weil alle Proben innerhalb einer Gruppe ziemlich ähnliches Verhalten aufwiesen, seien hier jeweils nur ein typisches Beispiel aus jeder Gruppe aufgeführt:

Abb. 3.76 zeigt das Beispiel die Probe H 3/1 aus der ersten Gruppe.

Abb. 3.76
Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe H 3/1

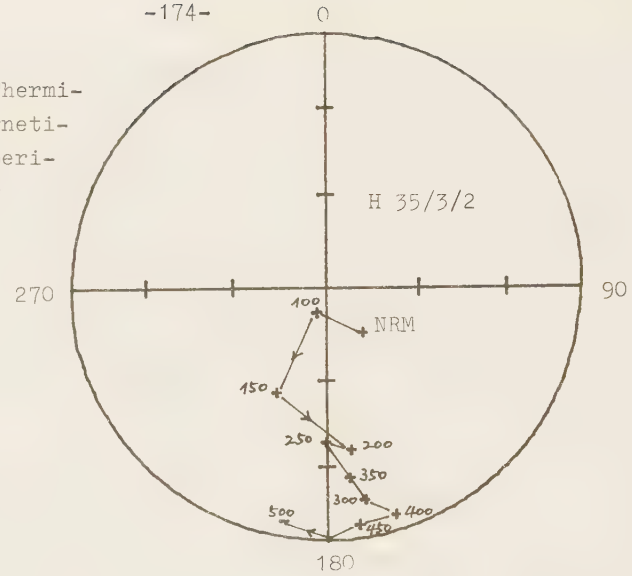


Bei der Erhitzung auf 100° C trat eine gewaltige Richtungsänderung auf (s. die negative Inklination) und eine Intensitätszunahme (bis auf mehr als das Zweifache der NRM). Die nächste Stufe der Erhitzung (auf 150° C) brachte die Remanenz-Richtung wieder in die Nähe der NRM zurück und erniedrigte die Intensität auf etwa die Hälfte der NRM. Bei weiteren Erhitzungen nahm die Intensität sehr rasch ab, um bei 350° C die Meßgrenze des Magnetometers zu unterschreiten, während sich die Richtung kaum veränderte. Solch eine in niedrigeren Temperaturen veränderliche Remanenz kann auf keinen Fall eine CARM repräsentieren.

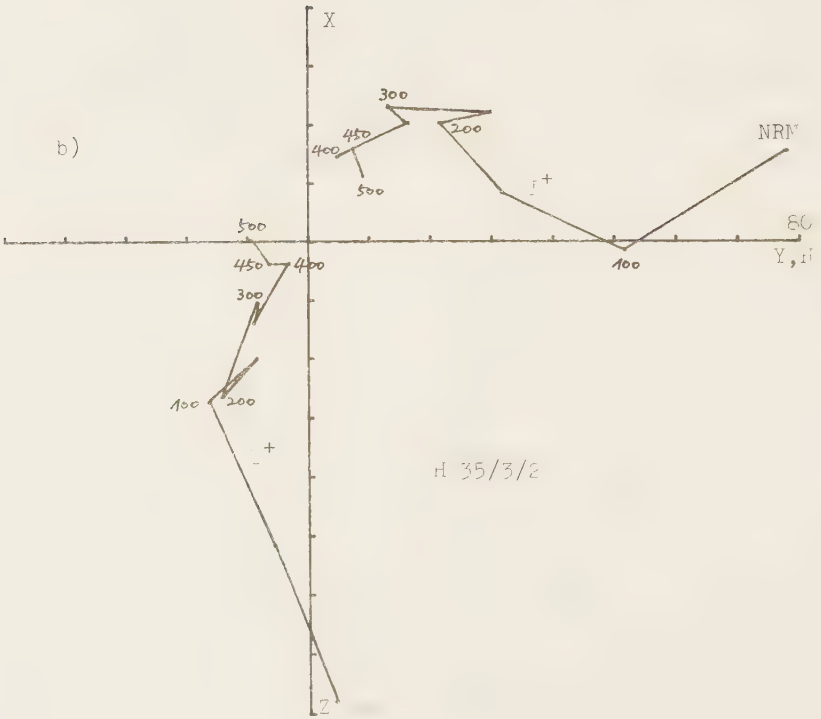
Abb. 3.77 zeigt das Beispiel der Probe H 35/3/2, die der zweiten Gruppe angehört. Je höher sie erhitzt wird, desto flacher wird zwar die Inklination, so daß sich die Remanenz-Richtung derjenigen der CARM der vorher diskutierten Vorkommen annähert. Dennoch tritt keine stabile Endrichtung ein. Weil außerdem die Zijderveld-Äste nicht dem Nullpunkt des Koordinatensystems zulaufen, ist die Remanenz bis zur Endstufe der thermischen Entmagnetisierung noch aus mehreren Komponenten zusammengesetzt. Diese Proben sind damit mit der thermischen Methode auch nicht zu bearbeiten.

Abb. 3.77 Thermisches Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe H 35/3/2

a)



b)



3.2.3.12 Langenbach (L)

a) Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen durch Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Es wurden insgesamt fünf Testproben (L 3/2, 13/2, 30/4/3, 32/1/3, 32/5/3) durch Wechselfeld entmagnetisiert. Abb. 3.78 zeigt die Intensitätsänderung der repräsentativen drei Proben bei den Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimenten.

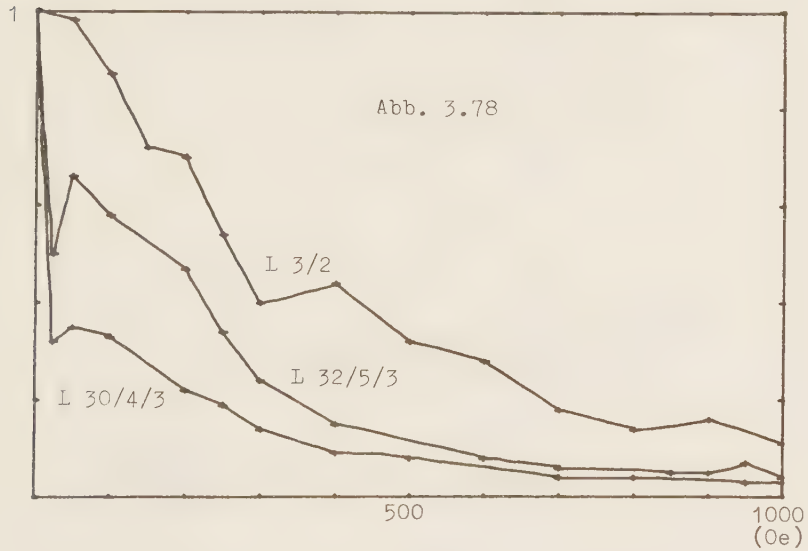
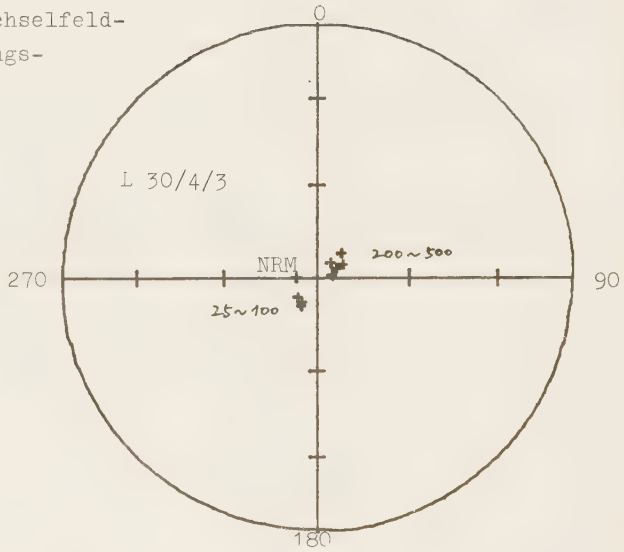
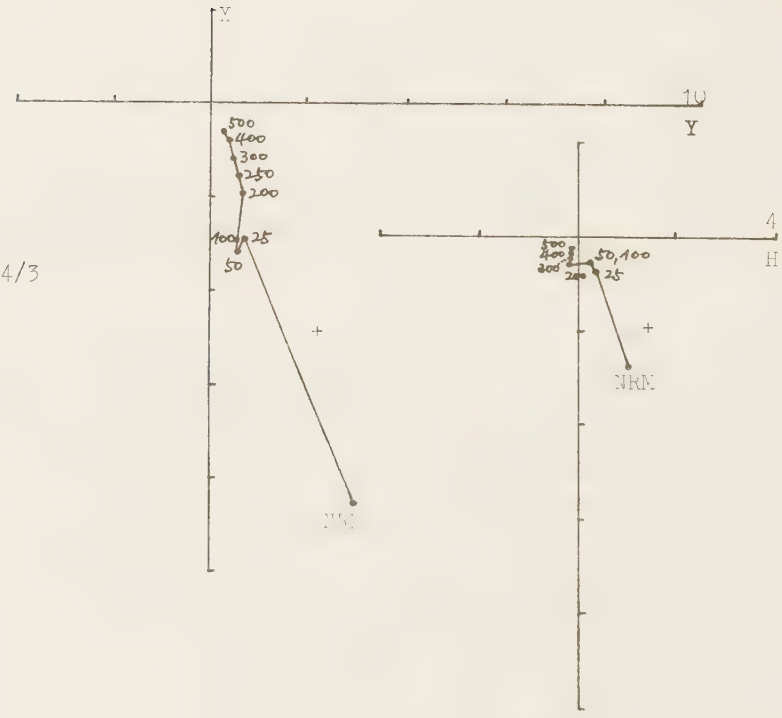


Abb. 3.78

Bei den Proben L 30/4/3 und L 32/5/3 wurde mit einem Feld von 50 Oe die instabilste Komponente beseitigt, und danach eine ständige Abnahme der Remanenz-Intensität beobachtet. Die Gestalt der Entmagnetisierungskurve dieser beiden Proben zeigt, daß das optimale Entmagnetisierungs-Feld zwischen 300 und 400 Oe liegt. Dies wird durch die Stereogramm- und Zijderveld-Diagramm-Analyse (Abb. 3.79 und 3.80) bestätigt: Bei der Probe L 30/4/3 tritt bei 200 Oe eine stabile Endrichtung ein und bei der Probe L 32/5/3 bei 300 Oe.

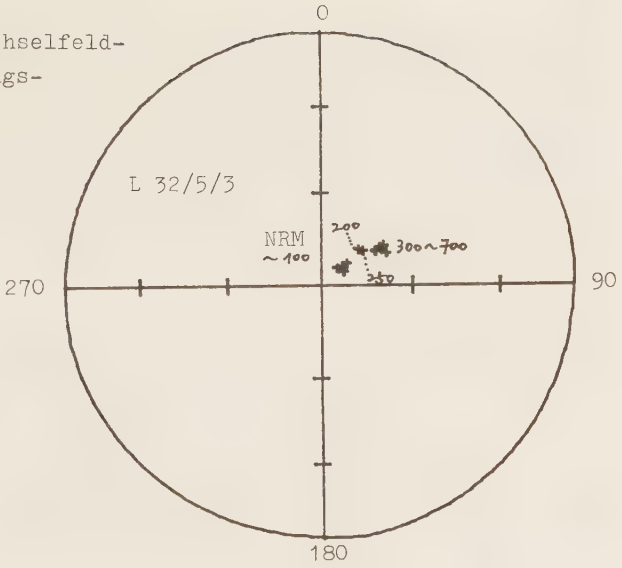
Abb. 3.79.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe L 30/4/3





L 30/4/3

Abb. 3.80.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe L 32/5/3



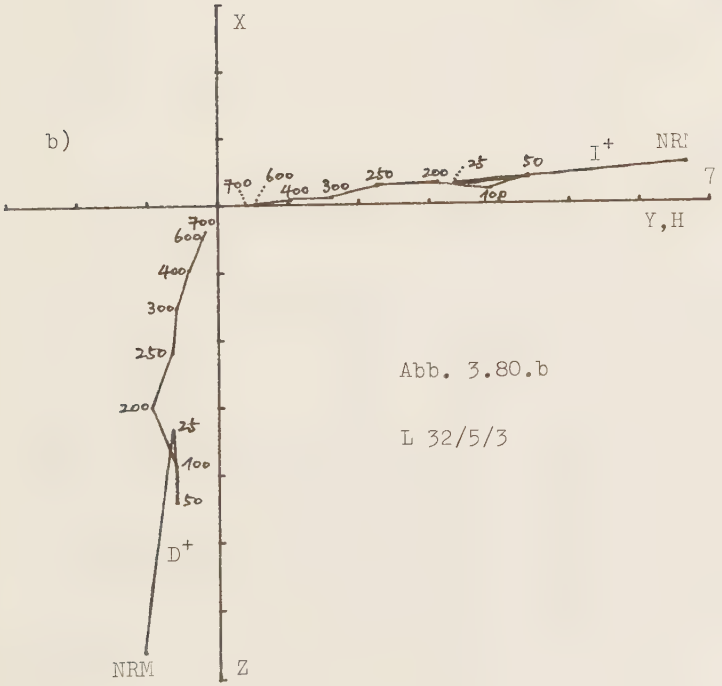


Abb. 3.80.b

L 32/5/3

Bei der Probe L 3/2 wird der ARM-Effekt schon ab 400 Oe groß und zeigt sich bei den stärkeren Feldern durch starke unsystematische Richtungsänderungen (Abb. 3.81). Daher mußte man mit einem Feld von weniger als 400 Oe entmagnetisieren.

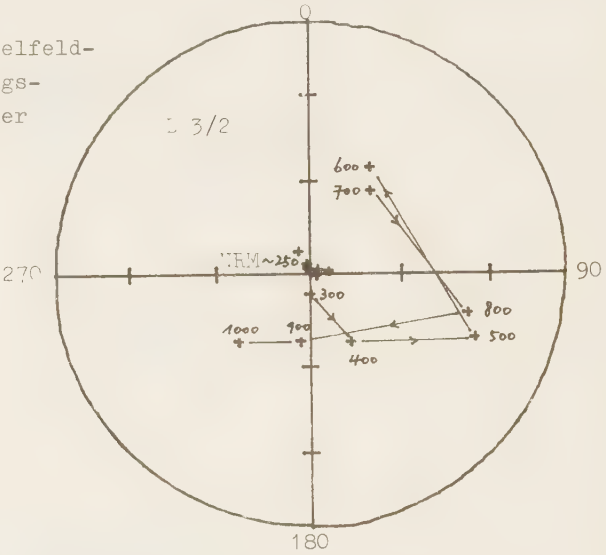


Abb. 3.81 Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe L 3/2

b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Nach obigen Kriterien wurden alle Bohrproben mit dem Feld von 300 Oe entmagnetisiert. Tab. 3.17 und Abb. 3.82 zeigen die Ergebnisse. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf die Probenmittel ergab: N = 19, R = 18.619, D = 97.2°, I = 84.4°, k = 47.2 und α_{95} = 4.7°. Dabei wurden die Proben L 19/... nicht berücksichtigt, weil sie im Vergleich zu anderen anomale Richtungen zeigten (Mittelwert: D = 47.4°, I = 36.1°). Dieser Mittelwert stellt mit einer Inklination von über 80° eine wesentlich unterschiedliche Richtung im Vergleich zu den anderen Vorkommen dar. Der Grund hierfür ist aber aus diesen Experimenten allein nicht erklärbar.

Tab. 3.17 Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung der Einzelproben aus dem Vorkommen L

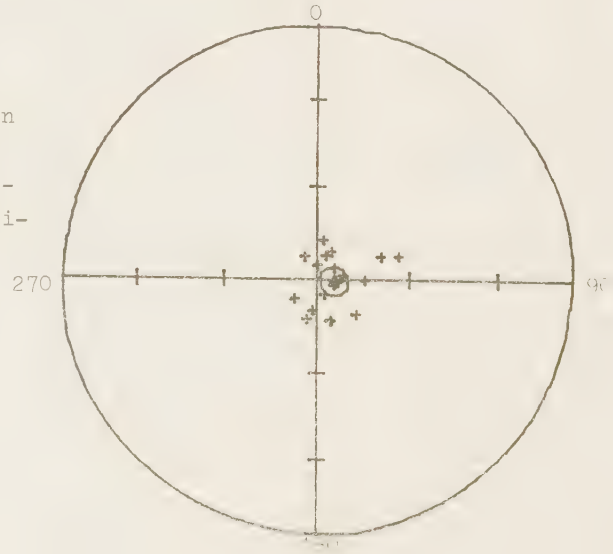
Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
L 1/1	300 Oe	86.0°	57.0°	2.293 µG		
1/2	"	57.0	66.9	2.001	73.9°	62.7°
2/1	"	132.0	81.8	2.132		
2/2	"	55.0	77.3	1.940	83.9	81.7
3/1	"	106.2	80.9	2.204		
3/2	"	177.5	83.5	1.936		
4	"	131.6	73.3	2.301	131.6	73.3
5/1	"	155.9	79.9	2.197		
5/2	"	214.8	77.6	2.108	188.6	80.2
6/1	"	190.9	76.6	1.880		
6/2	"	275.5	78.2	2.190	229.9	80.6
7/1	"	157.4	76.1	2.936		
7/2	"	165.4	76.2	2.839	161.4	76.2
8/1	"	69.7	65.6	3.900		
8/2	"	70.3	70.7	3.202	70.0	68.2
9/1	"	160.1	78.4	2.412		
9/2	"	50.1	79.7	2.366	154.0	84.6
9/3	"	205.7	78.8	1.523		
10/1	"	35.9	74.3	2.514		
10/2	"	170.1	75.2	2.139	99.1	83.9
11/1	"	16.6	77.5	2.074		
11/2	"	337.5	83.9	2.782	56.4	83.3
11/3	"	74.2	70.1	1.648		
12	"	90.8	74.7	2.177	90.8	74.7
13/1	"	48.4	80.4	1.523		
13/2	"	293.0	82.4	1.197	1.0	85.3

Tab. 3.17 (Fortsetzung)

Probenbezeichnung	Entmagnetisierungsfeldstärke	D	I	J	Probenmittel (D,I)	
L 14/1	300 Oe	129.8°	69.3°	1.649 µG	107.5°	84.3°
14/2	"	332.1	79.0	1.625		
15	"	9.1	77.3	1.704	9.1	77.3
16/1	"	105.4	77.2	1.551		
16/2	"	213.9	75.9	1.506	194.7	76.9
16/3	"	213.0	63.2	1.696		
17/1	"	339.2	83.2	2.099		
17/2	"	53.3	79.5	2.391	27.6	80.0
17/3	"	22.1	77.7	2.855		
18/1	"	47.7	80.4	1.634		
18/2	"	53.0	80.8	1.932	20.1	81.8
18/3	"	331.4	77.4	2.014		
20/1	"	34.2	85.9	1.730	331.4	81.7
20/2	"	317.1	74.9	1.996		
21/1	"	168.8	73.4	1.951	162.3	76.1
21/2	"	152.8	78.6	1.476		

Abb. 3.82

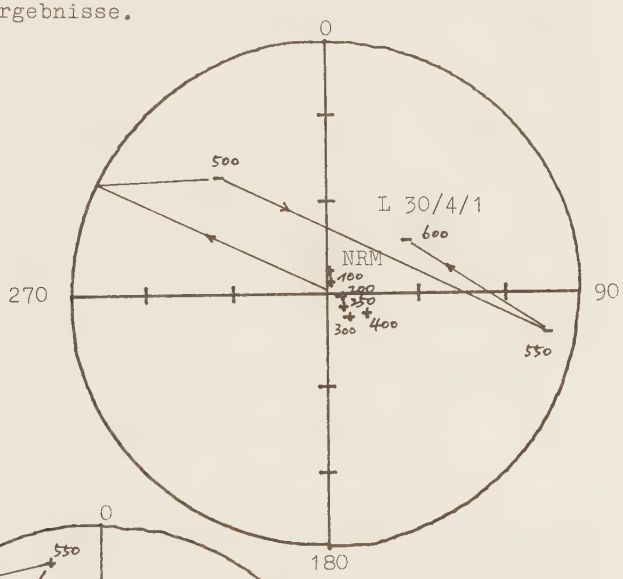
CARM-Richtungen des Vorkommens L nach Wechselfeld-Entmagnetisierung



c) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Weil sich bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung ein "anomaler" Mittelwert der Remanenz herausstellte, wurden weitere fünf Proben (L 11/2, 30/4/1, 31/2/1, 32/4/1, 33/5/3) thermisch testentmagnetisiert. Abb. 3.83 a und b zeigen zwei Beispiele der Ergebnisse.

Abb. 3.83.a



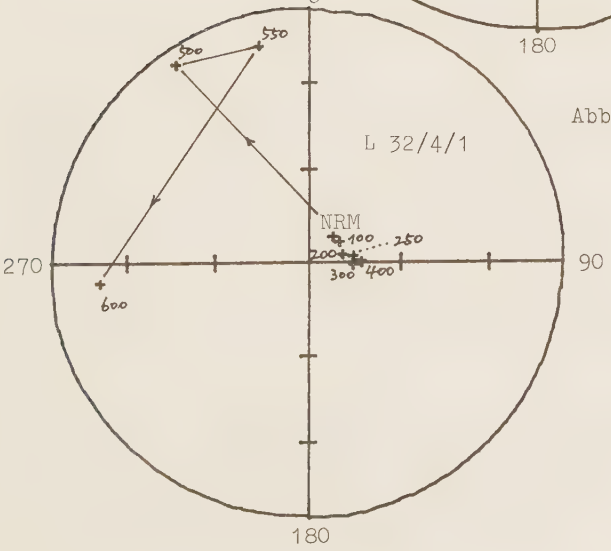


Abb. 3.83.b

Bis 400° C blieben die Remanenz-Richtungen nahezu konstant. Oberhalb 500° C begannen sie sich plötzlich zu ändern. Bis 500° wurde nur eine geringe Suszeptibilitätszunahme beobachtet. Bei 550° C jedoch nahm die Suszeptibilität auf fast den doppelten Wert zu, und stieg bei höheren Temperaturen noch weiter an.
Die anderen Proben zeigten ein ähnliches Verhalten, sowohl hinsichtlich der Richtungsänderung als auch der Suszeptibilitätszunahme.
Da die stabilen Richtungen bei der thermischen Entmagnetisierung die gleichen sind wie bei den Wechselfeld-Experimenten, wurde auf eine thermische Entmagnetisierung aller Proben verzichtet. Der Grund für die anomale stabile Remanenzrichtung dieses Vorkommens bleibt auch nach diesen Experimenten unklar.

3.2.3.13 Neutauperlitz (NT)

a) Wechselfeld- und thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Durch die Wechselfeld- (mit fünf Proben: NT 1/2, 8/2, 12/2, 30/4/3 bzw. 31/4/3) und thermischen Entmagnetisierungs-Experimente (mit neun Proben: NT 1/1, 3/2, 9/1, 14/2, 30/3/2, 31/2/1, 32/4/1, 33/3/1 bzw. 34/1/1) konnte festgestellt werden, daß das Material dieses Vorkommens ähnliche Eigenschaften besitzt wie das Vorkommen Langenbach (L, Absch. 3.2.2.12).

Der einzige Unterschied ist die ein wenig höhere Koerzitiv-Kraft bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung: Die Remanenz-Richtungen veränderten sich bei allen Proben bis 1 200 Oe kaum. Dementsprechend traten die ARM-Effekte erst oberhalb 1 500 Oe auf.

Das Verhalten bei den thermischen Entmagnetisierungs-Experimenten war genau wie bei dem Vorkommen Langenbach (L):
Bis 400° C blieben die Remanenz-Richtungen fast konstant, bei höheren Temperaturen begannen sie sich plötzlich zu ändern. Bei dieser Temperatur wurde auch eine geringe Sus-

zeptibilitätszunahme beobachtet. Ab 550° C nahm die Suszeptibilität gewaltig zu und die Änderungen der Remanenz-Richtungen wurden groß (fast immer mehr als 45°) und unsystematisch. Bei 600° C betrug die Suszeptibilität bei vier Proben etwa das Zehnfache der NRM und bei anderen mindestens das Eineinhalbfache. Dies zeugt von erheblichen mineralogischen Veränderungen während der thermischen Entmagnetisierung.

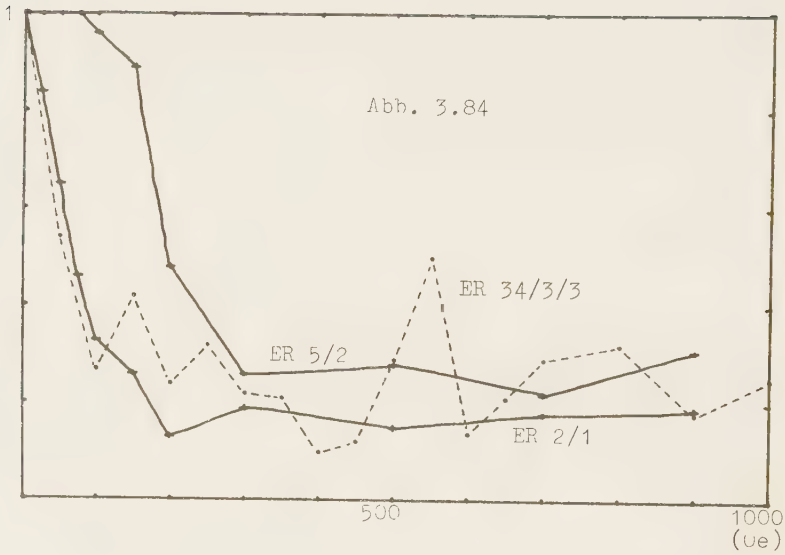
b) Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung

Weil die Proben aus diesem Vorkommen eine etwas höhere Koerzitiv-Kraft als bei dem Vorkommen Langenbach (L) besitzen, wurden sämtliche Bohrproben mit dem Feld von 500 Oe (vgl. bei L: 300 Oe) entmagnetisiert. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf die Probenmittel ergab: N = 15, R = 13.949, D = 304.8°, I = 71.8°, k = 13.3 und α_{95} = 9.9°. Die mittlere Richtung ist damit wiederum eine steile Inklination wie bei Langenbach (L).

3.2.3.14 Erbsbühl (ER)

a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Die NRM-Verteilung dieses Vorkommens kann durch zwei Probengruppen charakterisiert werden (Abb. 3.6.n). Die NRM-Richtungen einer Gruppe fallen weitgehend in die heutige Feldrichtung am Probenort und die der anderen Gruppe liegen reglos entfernt von ihr.
Aus der ersten Gruppe wurden fünf Proben (ER 2/1, 7/2, 30/5/1, 31/5/3 bzw. 34/3/3) und aus der zweiten Gruppe zwei Proben (ER 5/2 bzw. 32/3/3) mit der Wechselfeld-Methode testentmagnetisiert.
Die Remanenz der ersten Gruppe brach bei einem Wechselfeld von kleiner als 200 Oe sehr rasch zusammen, wie die Entmagnetisierungs-Kurven der Proben ER 2/1 und ER 34/3/3 in Abb. 3.84 zeigen.



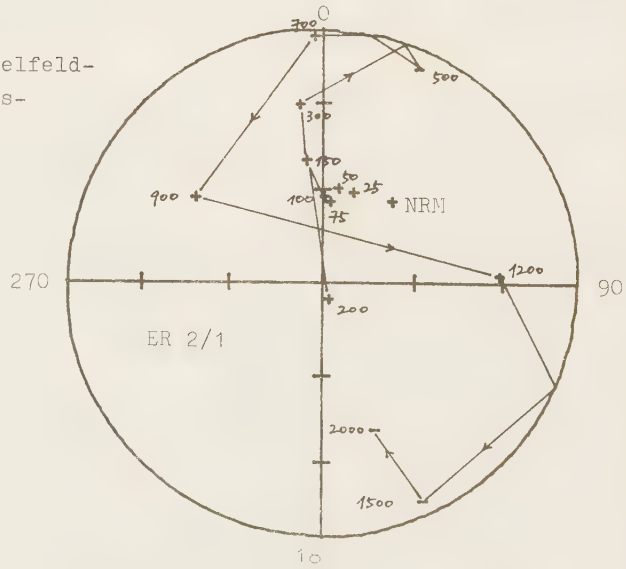


Abb. 3.85.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe ER 2/1

In ihren Stereogrammen (Abb. 3.85) ist keine einheitliche systematische Richtungsänderung festzustellen. Auch die

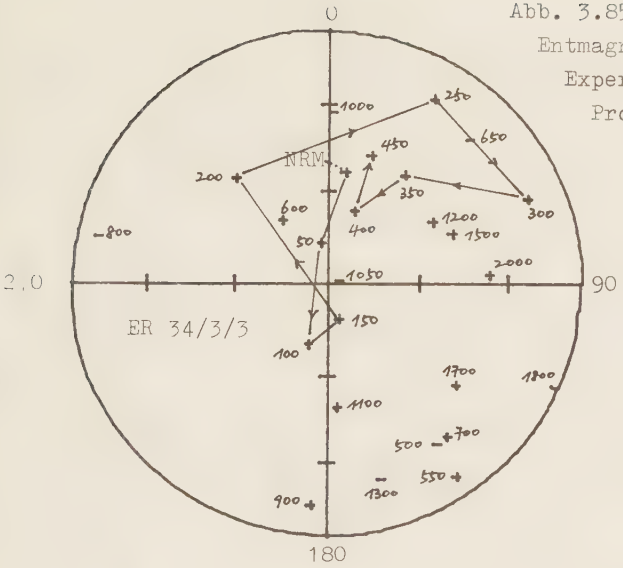


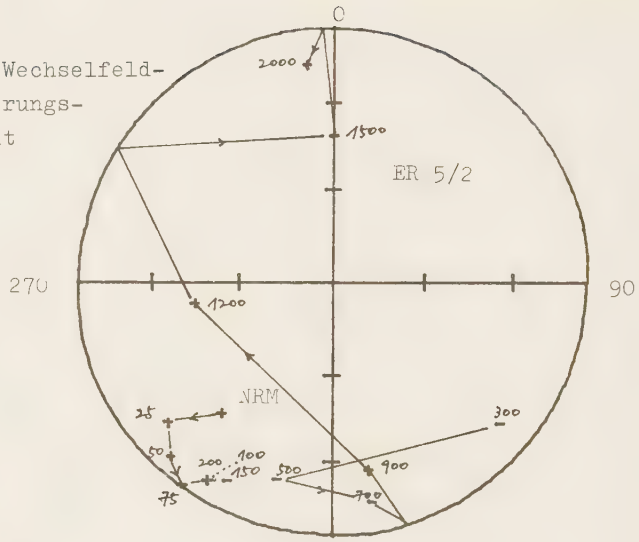
Abb. 3.85.b Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe ER 34/3/3

Zijderveld-Diagramm-Analyse brachte für die Bestimmung der optimalen Entmagnetisierungs-Bedingungen keinen brauchbaren Hinweis. Die Remanenz dieser ersten Gruppe ist wohl überwiegend eine instabile VRM, die durch das heutige Feld induziert worden ist.

Die Probe ER 5/2 aus der zweiten Gruppe zeigte eine höhere Stabilität (Abb. 3.84) mit einer Tendenz zu einer inversen Remanenz mit flacher Inklination (Abb. 3.86.a). Es sieht so aus, als würde im Intervall zwischen 100 und 200 Oe eine stabile Endrichtung erreicht. Aber das Zijderveld-Diagramm in diesem Intervall (Abb. 3.86.b) zeigt deutlich, daß die Remanenz noch aus mehreren Komponenten besteht.

Die Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Methode führte daher bei keiner der beiden Gruppen zu einem Resultat.

Abb. 3.86.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe ER 5/2



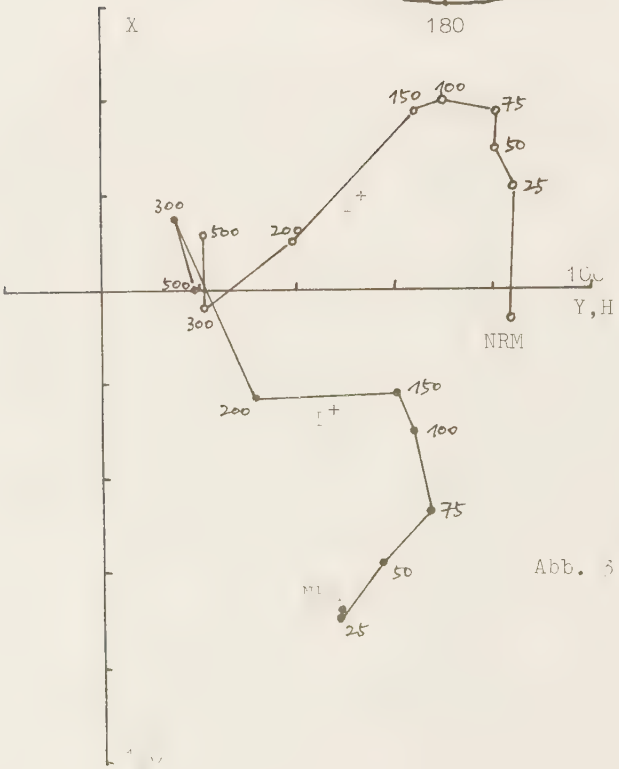


Abb. 3.86.b

b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

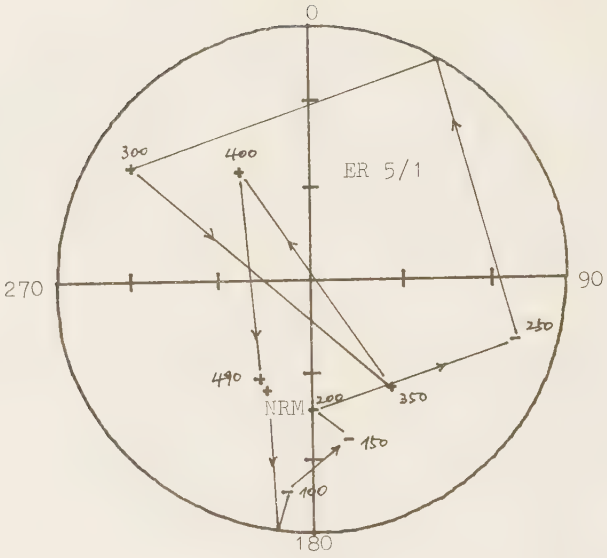
Für die thermische Testentmagnetisierung wurden insgesamt acht Proben (ER 2/4, 3/1, 5/1, 8, 31/2/1, 32/3/2, 33/1/2 bzw. 34/5/3) ausgewählt. Die NRM-Richtungen der letzten vier Proben ähneln der heutigen Feldrichtung am Probenort, während diejenigen der ersten vier Proben davon entfernt liegen.

Abb. 3.87 und 3.88 zeigen das Verhalten jeweils einer repräsentativen Probe aus jeder Gruppe. Bei den beiden Proben wurde nie eine stabile Endrichtung erreicht (Abb. 3.88).

Abb. 3.87

Bei der Probe ER 5/1 läßt sich aus dem Stereogramm (Abb. 3.88.a) und aus der Entmagnetisierungs-Kurve (Abb. 3.87) schließen, daß ihre Remanenz aus mehreren nicht getrennt darstellbaren Komponenten aufgebaut sein muß. Wie das Stereogramm der Probe ER 32/3/2 (Abb. 3.88.b) zeigt, ist ihre Remanenz hauptsächlich eine VRM durch das jetzige Feld mit einer Blockungstemperatur bis zu 200° C.

Abb. 3.88.a



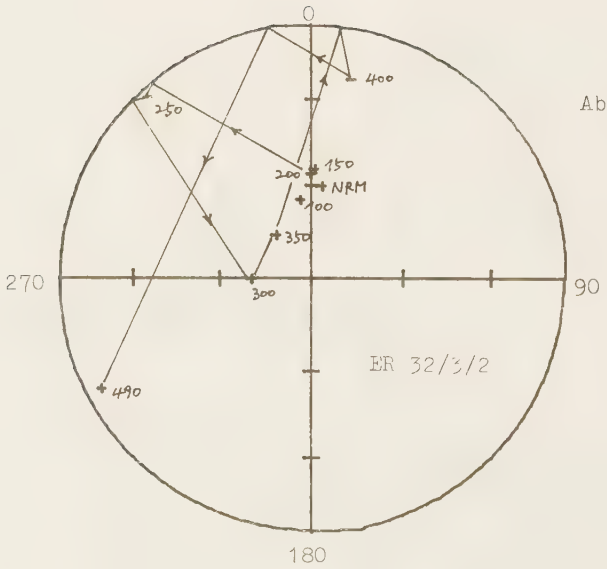


Abb. 3.88.b

Sie brach dann durch eine weitere Erhitzung plötzlich bis unter 9 % der NRM zusammen (Abb. 3.87), verbunden mit einer großen Richtungsänderung. Dieses Gestein enthält somit keine

meßbare CARM-Komponente.
Übrigens blieb die Suszeptibilität bei allen acht Proben bis 490° C unverändert.

3.2.3.15 Haidt (HD)

a) Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experimente

Für die Wechselfeld-Experimente wurden insgesamt sieben Testproben (HD 1/3, 3/3, 10/2, 30/2/1, 31/2/1, 32/2/2 bzw. 34/2/1) ausgewählt. Abb. 3.89 und 3.90 zeigen die Beispiele dieser Testentmagnetisierung.

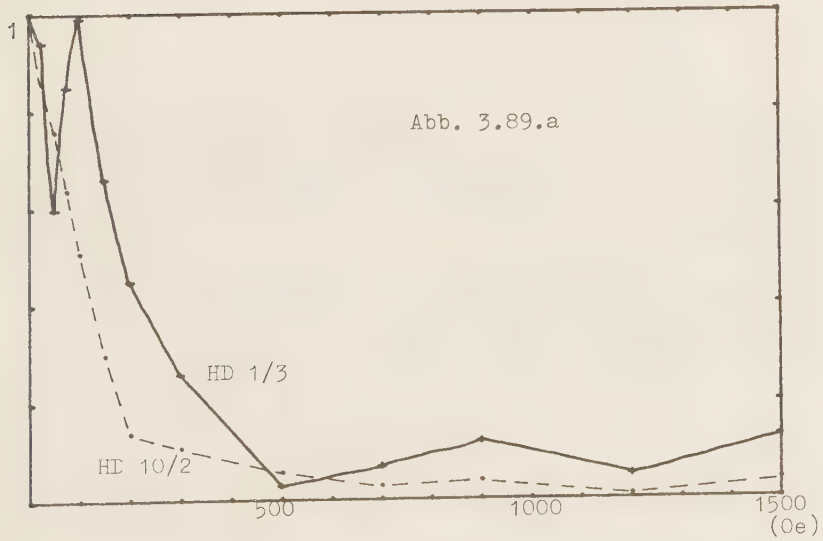
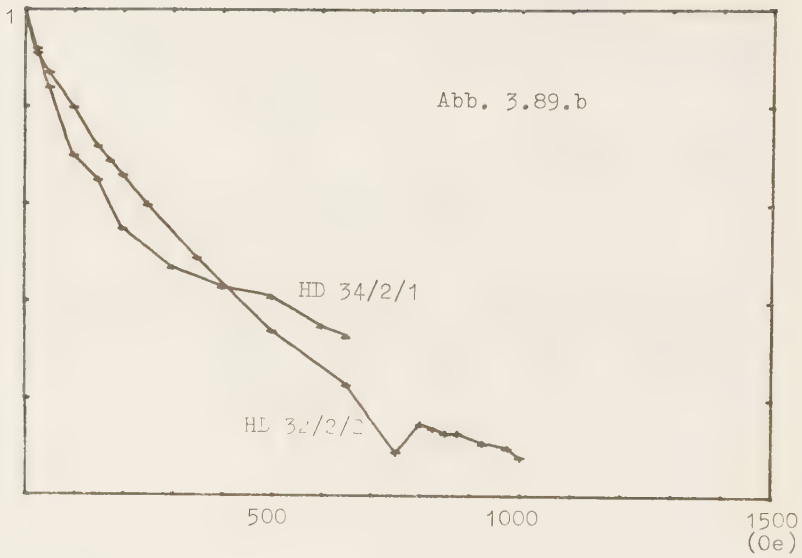


Abb. 3.89.a



Die Remanenz-Intensitäten der ersten fünf Proben wurden schnell reduziert (Abb. 3.89) verbunden mit einer geringen Richtungsänderung. Oberhalb 300 Oe veränderten sich die Richtungen unsystematisch (Abb. 3.90.a). Die Remanenz ist also recht instabil.

Die anderen zwei Proben zeigten zwar gewisse Stabilität (Abb. 3.89.b, Abb. 3.90.b), jedoch sind ihre Remanenz-Richtungen voneinander verschieden.

Abb. 3.90.a Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe HD 10/2

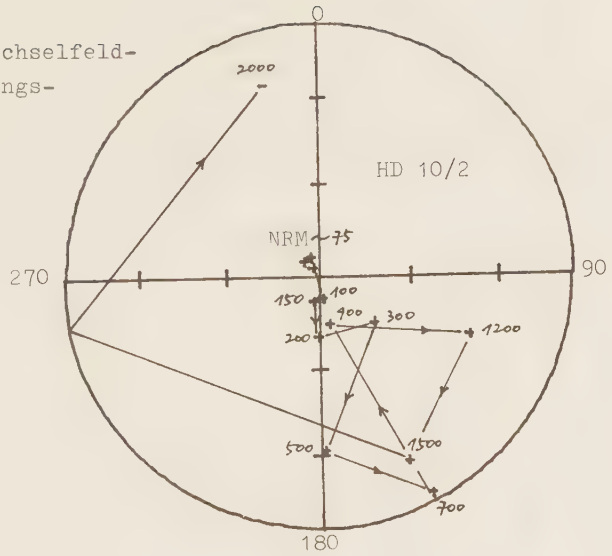
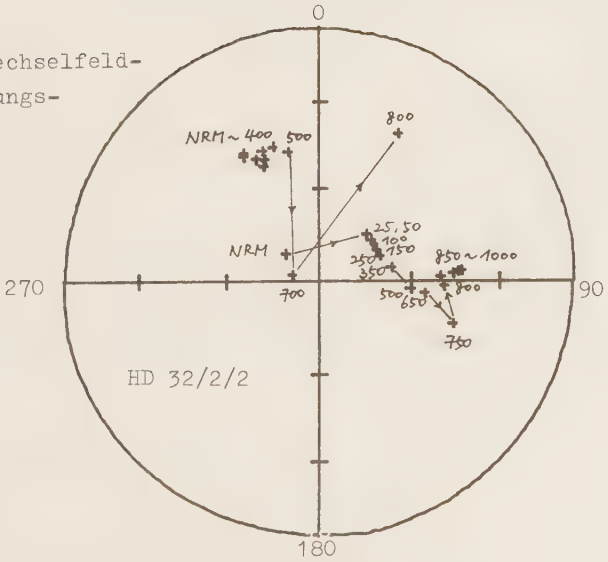
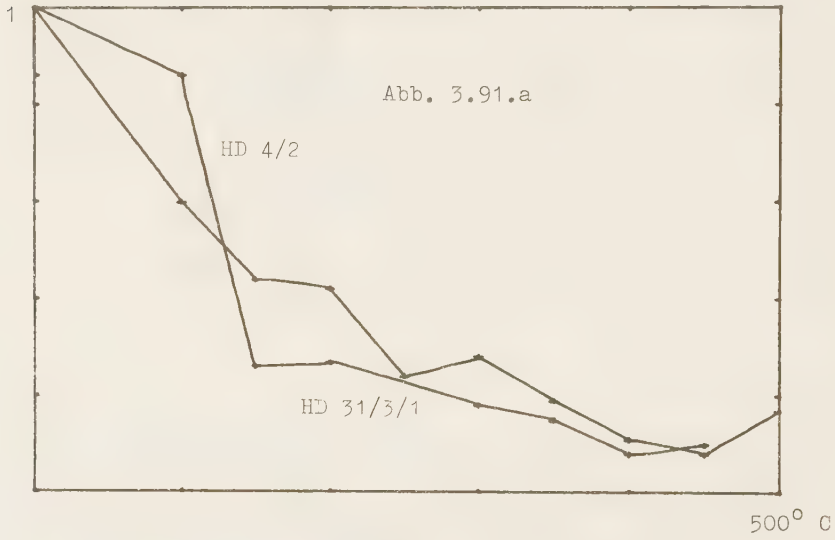


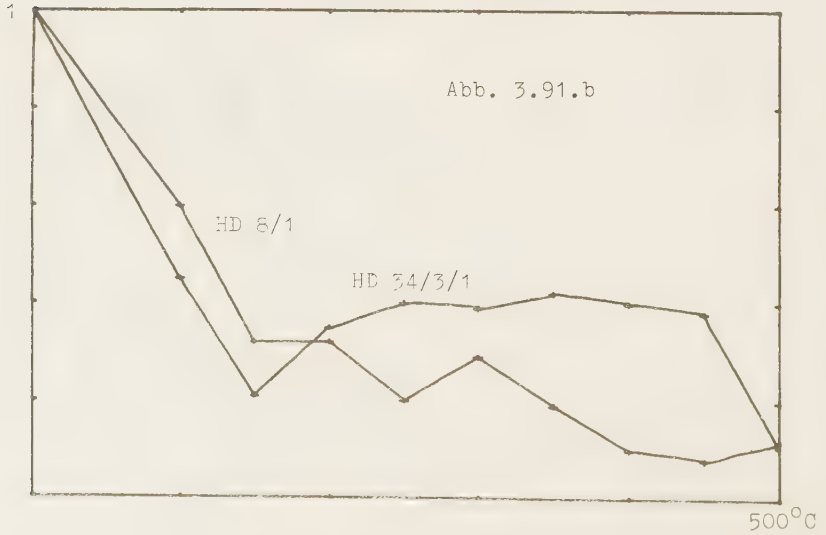
Abb. 3.90.b Wechselfeld-Entmagnetisierungs-Experiment mit der Probe HD 32/2/2



b) Thermische Entmagnetisierungs-Experimente

Die thermischen Entmagnetisierungs-Experimente wurden mit acht Testproben (HD 1/2, 4/2, 7/1, 8/1, 30/1/1, 31/3/1, 33/2/1 bzw. 34/3/1) durchgeführt. Abb. 3.91 zeigt die Intensitätsänderungen der vier Testproben bei der Entmagnetisierung.





Der Abbildung ist zu entnehmen, daß die optimale Temperatur im Bereich zwischen 350 und 450° C auszuwählen ist.

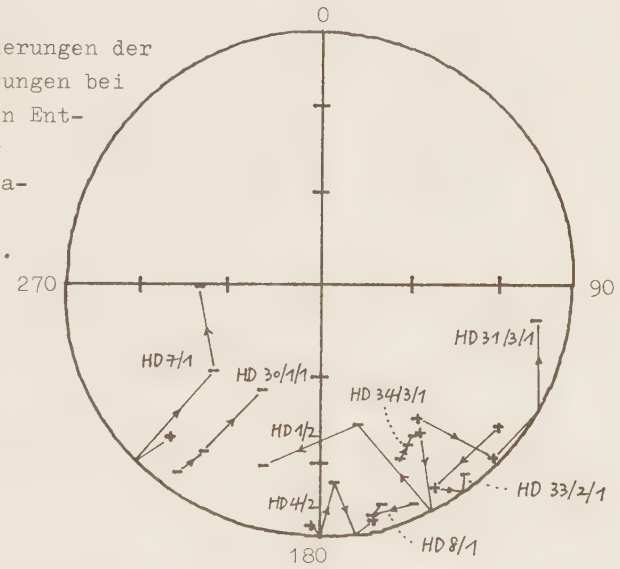


Abb. 3.92 Änderungen der Remanenz-Richtungen bei der thermischen Entmagnetisierung mit den Temperaturen von 350, 400 und 450° C.

In Abb. 3.92 wird die Richtungsänderung aller Testproben in diesem Temperatur-Intervall dargestellt. Mit Ausnahme der Proben HD 8/1 und HD 34/3/1 sind sie alle hinsichtlich der Richtungsänderung recht instabil. Einige Proben zeigen aber noch einen deutlichen Trend der Richtungsänderung, der aber nicht einheitlich ist. Es ist daher bei diesem Vorkommen nicht möglich, eine gut definierte CARM mit einem vernünftigen α_{95}-Fehlerkreis abzuleiten.

3.3 Resultat der paläomagnetischen Untersuchungen und Diskussion

Wie im vorangehenden Kapitel ausführlich berichtet, wurden durch die Anwendung verschiedener Verfahren (Stabile Endpunkte der Remanenzrichtungen, Analyse der Entmagnetisierungskurven bzw. Zijderveld-Diagramm, Betrachtung von zueinander antiparallelen Remanenzkomponenten und Differenzvektoren) die CARM-Richtungen der einzelnen Vorkommen bestimmt. Dies gelang bei 11 der 15 untersuchten Vorkommen, während sich bei vier davon keine stabile Endrichtung ermitteln ließ.

Die Ergebnisse sind in Tab. 3.18 zusammengestellt.

Beim Vorkommen K wurden durch Wechselfeld- und die thermische Entmagnetisierungs-Methode zwei miteinander recht gut übereinstimmende CARM-Richtungen ermitteln. In Tab. 3.18 sind die Ergebnisse der Wechselfeld-Entmagnetisierung aufgeführt.

Das Vorkommen RO ergab zwei Gruppen von CARM-Richtungen, die voneinander signifikant verschieden sind. Daher sind die beiden in Tab. 3.18 gleichzeitig aufgenommen.

Abb. 3.93 zeigt die CARM-Richtungen aus den 11 Vorkommen, und zwar ohne tektonische Korrektur. Ausgenommen die vier Richtungen mit einer positiven Inklination (RO 2, W, L und NT), liegen die anderen acht ganz dicht beieinander. Die Richtungsverteilung entspricht der Fisher-Verteilung. Die Anwendung der Fisher-Statistik auf diese acht Richtungen ergab:
$N = 8$, $R = 7.877$, $D = 198.9^{\circ}$, $I = -17.2^{\circ}$, $k = 57.0$ und $\alpha_{95} = 6.6^{\circ}$.

Tab. 3.18 Ergebnisse der paläomagnetischen Untersuchungen:
CARM-Richtungen und Pollagen

Vorkommen	N(n)	Entmagnetisierungs-Methode	D	I	R	k	α_{95}	Pollage	Polarität
BL	14(31)	AF(300 bzw. 400 Oe)	200.7°	-19.3°	13.575	30.6	6.8°	161.6°E, 46.1°N	-
NA	11(28)	AF (300 Oe)	209.6	-16.8	10.504	20.2	9.4	150.9°E, 41.6°N	-
K	9(19)	AF(300,550 bzw.600 Oe)	195.4	- 4.2	8.776	35.7	7.8	171.5°E, 40.0°N	-
RO 1	8(18)	AF(300 bzw. 350 Oe)	208.4	-19.7	7.415	12.0	14.3	151.6°E, 43.5°N	-
RO 2	1(5)	AF(350 bzw. 400 Oe)	202.8	25.5	4.892	37.1	10.3	12.4°W, 23.2°S	-
D	11(27)	AF(300 bzw. 400 Oe)	195.8	-14.4	10.296	14.2	11.2	169.1°E, 45.1°N	-
F	9(21)	AF(300 bzw. 450 Oe)	196.9	-19.4	8.833	47.9	6.7	167.0°E, 47.3°N	-
HB	2(12)	AF(450 bzw. 500 Oe)	200.9	-30.6	11.760	45.8	6.0	158.0°E, 52.2°N	+
HO	5(10)	AF (300 Oe)	184.4	-12.2	4.962	104.1	6.1	185.7°E, 45.7°N	-
W	3(14)	AF (400 Oe)	170.8	1.6	13.835	78.8	4.2	23.5°E 38.3°S	+,-
L	19(45)	AF (300 Oe)	97.2	84.4	18.619	47.2	4.7	28.1°E, 47.8°N	+
NT	15(29)	AF (500 Oe)	304.8	71.8	13.949	13.3	9.9	45.1°W, 57.5°N	+

N: Anzahl der unabhängig orientierten Proben.
n: Anzahl der Einzelproben, die die CARM ergaben.

Abb. 3.93 CARM-Richtungen aus elf Vorkommen. Ohne tektonische Korrektur.

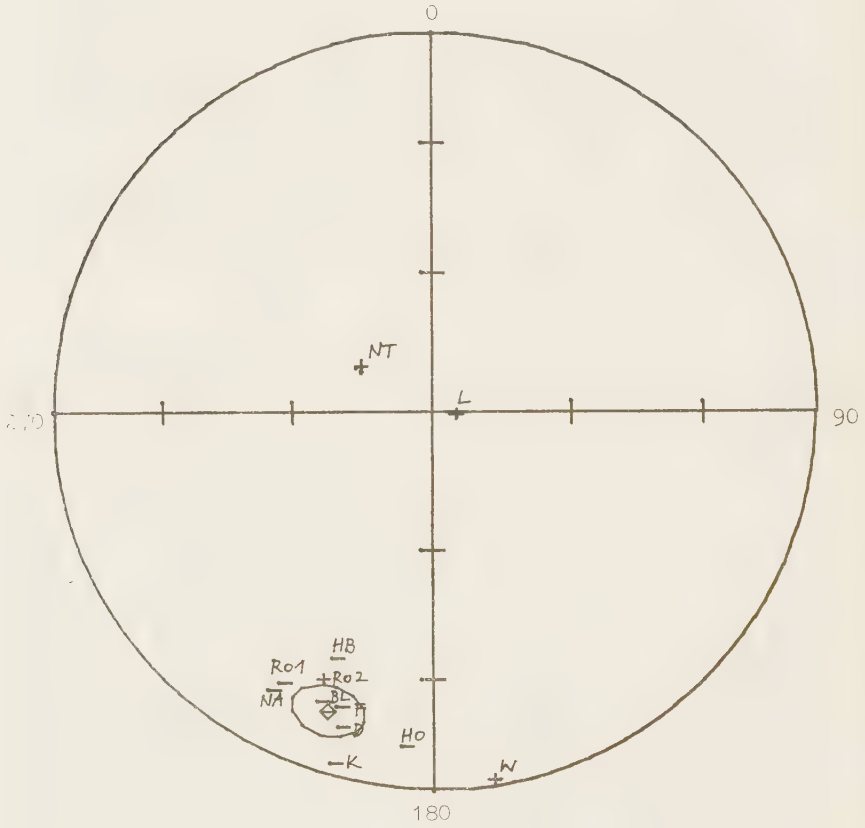


Abb. 3.94.a zeigt die paläomagnetischen Pollagen, die aus den jeweiligen CARM-Richtungen ermittelt worden sind (s. auch Tab. 3.18).
Ohne Berücksichtigung der abseits liegenden vier Pollagen (RO 2, W, L und NT) wurde die mittlere Pollage aus den acht paläomagnetischen Pollagen über die Fisher-Statistik errechnet (λ= 164.4°E, φ= 45.7°N, K = 82.3 und A_{95} = 5.5°).

Abb. 3.94.a Paläomagnetische Pollagen (VGP) der acht Vorkommen (s. Text und Tab. 3.18).

Abb. 3.94.b Europäische Polwanderungskurve von Irving (1977). Altersabstand: 10 Millionen Jahre
Raute: Mittlere Pollage dieser Untersuchungen (Abb. 3.94.a)

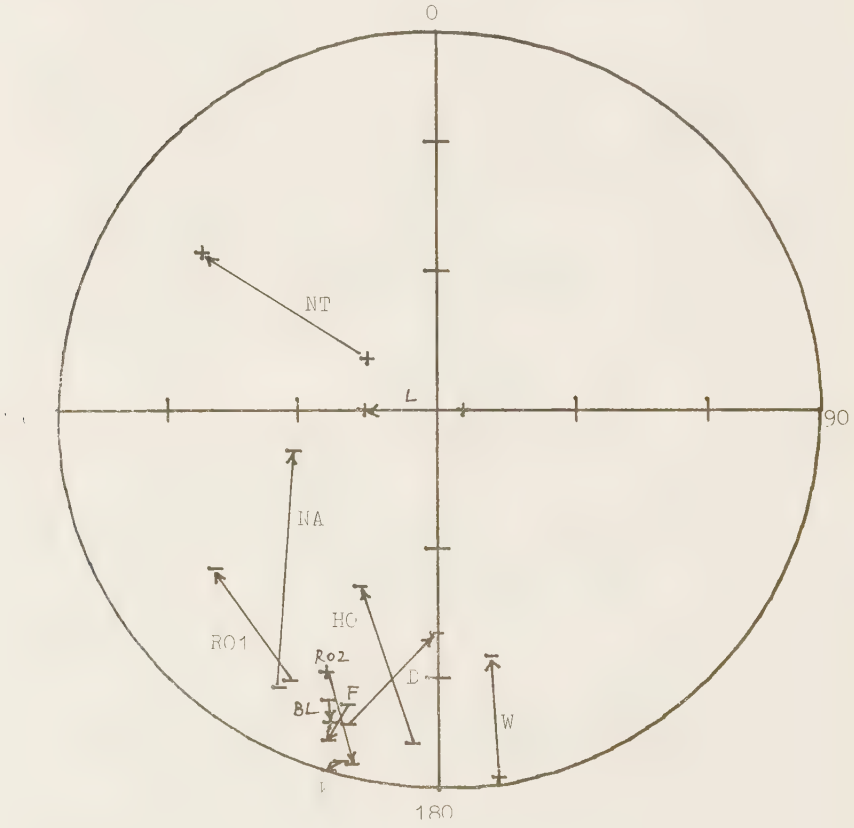
Oval: A_{95}-Fehlerkreis der mittleren Pollage dieser Untersuchungen

Ein Vergleich dieser mittleren Pollage mit der europäischen Polwanderungskurve von Irving (1977) (Abb. 3.94.b) zeigt, daß diese mit einer Pollage von 250 Ma (163°E, 45°N) recht gut übereinstimmt. Der Fehler-Kreis der mittleren Pollage umfaßt die Pollagen von Irving zwischen 240 und 270 Ma, deren geologisches Zeitalter dem Perm entspricht.
Dieses Ergebnis bedeutet, daß die untersuchten Gesteine im Perm remagnetisiert worden sind. Darüberhinaus kann geschlossen werden, daß das Untersuchungsgebiet, ausgenommen vielleicht die Vorkommen W, L und NT, seit dem Ende der Permzeit keine tektonische Störungen mehr erlebt hat, weil die permische Magnetisierungs-Richtungen bei allen Vorkommen ungestört geblieben sind. Damit dürften die meisten tektonischen Störungen dieses Gebietes präpermisch sein. Bei Durchführung der tektonischen Korrekturen ergibt sich eine wesentlich größere Streuung der Remanenzrichtungen (s. Abb. 3.95). Der Mittelwert der obigen acht CARM-Richtungen ergibt sich nach der tektonischen Korrektur zu: N = 8, R = 6.952, D = 209.9°, I = -27.0°, k = 6.7 und α_{95} = 19.1°.

Es erhebt sich nun die Frage, durch welches Ereignis im Perm diese Gesteine remagnetisiert wurden. Im Absch. 1.2 wurde eine Hypothese aufgeführt, nach der die westeuropäischen bzw. nordamerikanischen Gesteine im Permokarbon generell remagnetisiert worden seien, die sibirischen und ostasiatischen hingegen nicht (Creer 1968). Die Auffassung von Creer ist, daß die altpaläozoischen Gesteine Westeuropas und Nordamerikas im Permkarbon in einer niedrigen Breite lagen. Sie waren damit am damaligen Äquator ähnlichen Vorgängen der Neu- und Umbildung von Mineralien ausgesetzt, wie sie heute noch unter dem Begriff der Lateritisierung beschrieben werden. Dabei wurden sie offenbar vollständig remagnetisiert. Creer (1970) konnte zeigen, daß die Pollagen D II der nicht remagnetisierten altpaläozoischen Gesteine eine Rekonstruktion von Pangäa erlauben, die mit der Pangäa von Wegener übereinstimmt. Ein überzeugendes Argument bei der Aufstellung dieser Hypothese war außerdem, daß die angeblich echte devonische Pollage aus

britischen Gesteinen mit derjenigen von sibirischen Gesteinen in sehr guter Übereinstimmung steht. Diese Gesteine waren aber wegen ihrer Lage in höheren Breiten im Permokarbon nicht remagnetisiert worden (Creer 1968).

Abb. 3.95 Tektonische Korrektur der CARM-Richtungen



Nach Hamilton (1970) ist der Ural aber durch eine Kollision der damalig voneinander unabhängigen Platten Siberia und Europa

entstanden. Daraus wird gefolgert, daß die altpaläozoischen Pollagen aus Siberia und Europa nicht übereinzustimmen brauchen. Außerdem konnten Arbeiten von u.a. Wilson (1966), Briden (1977) und McElhinny & Briden (1971) zeigen, daß die damalige Konstellation der Kontinente anders als die Wegener'sche Pangäa war.
Die Remagnetisierung der altpaläozoischen Gesteine in der permokarbonischen Zeit ist jedoch ein weit verbreitetes Phänomen. Van der Voo & French (1977) beobachteten eine solche Remagnetisierung auch bei nordostamerikanischen Red-Beds. Die Gesteine sind aus dem Ordoviz und ebenfalls im Permokarbon remagnetisiert worden. Nach ihrer Ansicht erfolgte diese Remagnetisierung während der Orogenese der Appalachen ($\pm$ 250 Ma). Da bei der Remagnetisierung ein sowohl thermisches wie auch chemisches Ereignis auftrat, ist die neugebildete Remanenz entweder als PTRM oder/und als CRM anzusehen.

Die Gesteine in unserem Untersuchungsgebiet sind wohl im Zusammenhang mit der Variskischen Orogenese im Perm remagnetisiert worden. Welche Art von Magnetisierung dabei entstand, ist eine schwierig zu beantwortende Frage. Aber eine Reihe von Daten ermöglicht folgende Schlußfolgerung:

Als mögliche Remanenzen bei der Remagnetisierung kommen hier nur die PTRM oder CRM in Betracht. Obwohl sich die TRM und die CRM bei der Wechselfeld-Entmagnetisierung nicht unterschiedlich verhalten (Haigh 1958, Kobayashi 1959), läßt sich die TRM aufgrund ihrer Intensität von der CRM unterscheiden. Die CRM ist nämlich bei Bildung im gleichen Feld nur etwa 10 % einer TRM (Haigh 1958, Porath 1968). Die Intensität der Magnetisierung der Ozeanböden wird durch eine Tieftemperatur-Oxydation damit durch das Ersetzen der TRM durch eine CRM (Hall 1977) verringert (Irving et al. 1970, Grommé et al. 1979). Weil die untersuchten Gesteine eine auffallend geringe Remanenz-Intensität haben ($\approx 1 \mu G$, s. Absch. 3.1.2) im Vergleich zu anderen ähnlichen basischen Gesteinen, ist eher eine CRM zu vermuten.

Außerdem ist der Q-Faktor dieser Gesteine erstaunlich klein (bei mehr als 95 % der Proben kleiner als 1, s. Absch. 4.1), während Q einer TRM von ähnlichen Gesteinen normalerweise um eine Größenordnung höher liegt. Beske-Diehl & Banerjee (1980) konnten feststellen, daß der Q-Faktor von Ophioliten beim Übergang von der Zeolith-Fazies zur Grünschiefer-Fazies auf unter 1 abnimmt. Kurz vor dem Beginn der Grünschiefer-Fazies wird Epidot ausgebildet (Werner 1971). Dieses Mineral tritt tatsächlich bei mehreren Handstücken der untersuchten Gesteine auf.
Als Bildungstemperatur werden für Epidot Werte von etwa 300° C (Winkler & Nitsch 1963, Strens 1964) und für die Grünschiefer-Fazies von etwa 300 - 500° C angegeben (Turner & Verhoogen 1960).
Andererseits zeigen die thermomagnetischen bzw. erzmikroskopischen Untersuchungen (Absch. 4.2 bzw. 4.3) das Vorhandensein einer Titanomaghemitphase. Im Anschliff erscheinen die Titanomaghemite heller als Titanomagnetite aber dunkler als Hämatit. Sie äußern sich bei der thermomagnetischen Analyse durch eine irreversible Js - T-Kurve mit einer niedrigen "Curie-Temperatur" von etwa 350° C (Schaeffer & Schwarz 1970, Ozima & Ozima 1971, Grommé et al. 1979, Beske-Diehl & Banerjee 1980) in der Aufheizkurve. Aber bei den obengenannten Temperaturen der Grünschiefer-Fazies sind die Titanomaghemite weitgehend instabil (Ozima & Larson 1970, Ozima & Ozima 1971, Johnson & Merrill 1973). Diese Titanomaghemite müssen daher nach dem Abschluß der variskischen Orogenese/Metamorphose durch eine Tieftemperatur-Oxydation gebildet worden sein. Zugleich deuten die paläomagnetischen Daten darauf hin, daß dies erst nach dem Höhepunkt der Orogenese dieses Gebietes zwischen Unterkarbon (v. Horstig 1964) und Oberkarbon (Walliser 1980) erfolgte, und zwar im Perm in einer Zeit überwiegend inverser Polarität des Erdmagnetfeldes und nach weitgehendem Abschluß der Faltungen.
Erzmikroskopische Beobachtungen zeigen weiter, daß die magnetischen Erzkörper ursprünglich weitgehend homogen, d.h. ohne Entmischungslamellen, waren. Die Curie-Temperatur homo-

gener Titanomagnetite in basischen Gesteinen liegt unterhalb 200° C oder höchstens 300° C (Carmichael & Nicholls 1967, Grommé et al. 1979) und ist nicht stabil gegen Oxydation (Ade-Hall 1964, Smith 1967). Wegen dieser niedrigen Curie-Temperatur und Instabilität der primären Erzphase wurde die primäre TRM bei der variskischen Orogenese weitgehend zerstört. Nach dem Abschluß der Orogenese wurden die Titanomaghemite gebildet, und damit die Remagnetisierung im Perm durch eine Tieftemperatur-Oxydation der Titanomagnetite herbeigeführt. Bei der Umwandlung der ursprünglichen Titanomagnetite zu Titanomaghemiten wandelt sich die ursprüngliche Remanenz (TRM) völlig um in eine CRM (Ozima & Larson 1970). Bei solchen tieftemperatur-oxydierten Gesteinen ist es unwahrscheinlich, daß die stabilste Komponente eine bei der Gesteinsgenese erworbene TRM darstellt (Ozima & Larson 1970, Johnson & Merill 1973). Vielmehr zeigen dann die sekundär gebildeten Erzphasen in der Regel die höheren Stabilitäten.

4. Gesteinsmagnetische Untersuchungen

4.1 Anfangssuszeptibilität (χa) und Königsberger'scher Qn-Faktor

4.1.1 Definition und Meßinstrument

a) Anfangssuszeptibilität

Suszeptibilität (χ) ist durch folgende Beziehung definiert: $J = \chi \cdot H$, wobei J die induzierte Magnetisierung im Feld H ist. Die Anfangssuszeptibilität (χa) ist die bei einem kleinen Feld (zumeist <10 Oe) gemessene Suszeptibilität. Sie resultiert zumeist aus der Wandverschiebung von reversiblen magnetischen Domänen unter dem Einfluß dieses Feldes. Bei kleineren Feldern ist χ bei den meisten Mineralien unabhängig von der Feldstärke.

Zur Messung der Anfangssuszeptibilität wurde eine Meßbrücke der Fa. Bison/U.S.A. (Modell 3101) verwendet. Dieses Gerät arbeitet mit einer dem Erdmagnetfeld ähnlichen Feldstärke H, und ermöglicht die Vermessung der Anfangssuszeptibilität unabhängig von der Remanenz bzw. der elektrischen Leitfähigkeit der Gesteinsprobe.

b) Königsberger'sche Q-Faktoren

Die Königsberger'schen Q-Faktoren sind folgendermaßen definiert (Königsberger 1938): $Qn = \frac{Jn}{\chi a \cdot H}$ und $Qt = \frac{Jt}{\chi a \cdot H}$, wobei Jn = NRM, Jt = TRM, χa = Anfangssuszeptibilität und H das Erdmagnetfeld sind. Sie geben damit das Verhältnis der natürlichen remanenten zur induzierten Magnetisierung an.

Weil bei den vorliegenden Untersuchungen die Messung der TRM nicht vorgenommen wurde, sei die Diskussion auf den Qn-Faktor beschränkt.

4.1.2 Meßergebnisse

a) Anfangssuszeptibilität

Die Verteilung der Anfangssuszeptibilität der untersuchten Proben erstreckt sich zwischen 42 x 10^{-6} und 5 400 x 10^{-6} CGS-Einheiten. Wegen dieses großen Unterschiedes zwischen dem Maximalwert und Minimalwert, läßt sich χ besser log-normal als linear darstellen.
In Abb. 4.1 sind die Meßwerte nach Vorkommen und Größenklassen zusammengefaßt. Die Abszisse ist im Histogramm logarithmisch in fünf Klassen unterteilt, während die Ordinate in Prozenten linear dargestellt ist.

Bei Diabasen und Basalten liegen die Anfangssuszeptibilitäts-Werte normalerweise zwischen 20 x 10^{-6} und 14 500 x 10^{-6} CGS-Einheiten mit einem Mittelwert zwischen 4 500 x 10^{-6} und 6 000 x 10^{-6} CGS (also in log χ_a x 10^6 umgerechnet zwischen 3.65 und 3.78) (Telford et al. 1976). Bei den vorliegenden Untersuchungen sind die Meßwerte nach den kleinen Zahlenwerten hin verschoben (Abb. 4.1 u.a. Σ). Bei mehr als 90 % der Proben ist kleiner als 1 000 x 10^{-6} CGS und bei mehr als 85 % kleiner als 350 x 10^{-6} CGS, also weitgehend unterhalb des Mittelwertes für Basalte und Diabase. Weil zwischen der Anfangssuszeptibilität und dem Magnetitgehalt bei geringen Konzentrationen ($<$ 5 %) im allgemeinen eine lineare Korrelation besteht (Nagata 1961), sind diese geringen Werte möglicherweise auf einen geringen Gehalt an Titanomagnetit bzw. -maghemit zurückzuführen. Es ist aber in vielen Fällen nicht leicht, einem Anfangssuszeptibilitäts-Wert irgend eine gesicherte Deutung zu geben, weil dieser durch viele Faktoren wie z.B. Korngröße, -form und innere Spannungen stark beeinflußt wird. χ_a wurde in der Hauptsache für die Ermittlung des Qn-Faktors vermessen.

Abb. 4.1 Verteilung der Anfangssuszeptibilität (χ_a) in fünf logarithmischen Klassen.

Abszisse: $\log (\chi_a \times 10^6)$
Ordinate: Häufigkeit in Prozent
Zahlen: Prozent
Σ: Gesamte Proben

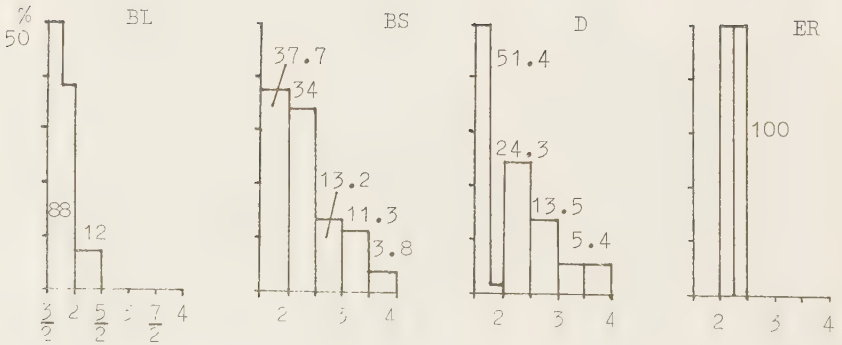
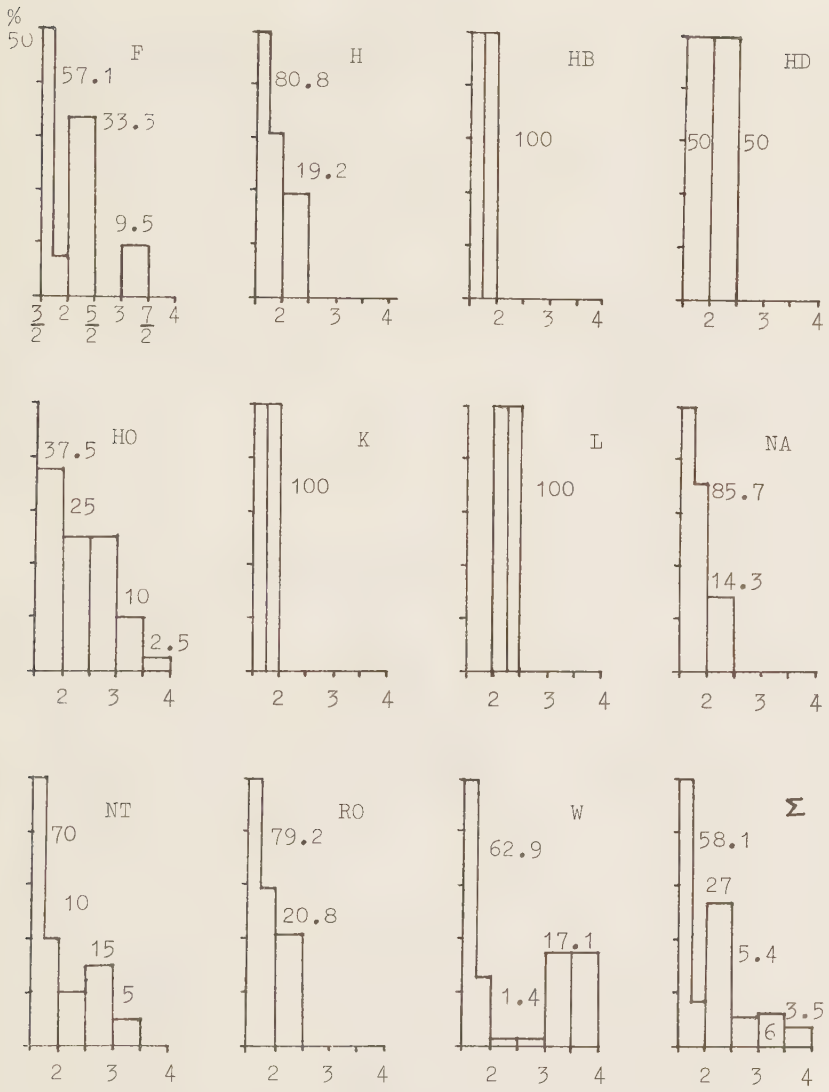


Abb. 4.1 (Fortsetzung)



b) Königsberger'scher Q_n-Faktor

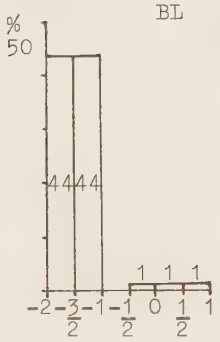
Bei der Berechnung dieses Q_n-Faktors wurde für H des Untersuchungsgebietes ein Wert von 0.474 Oe verwendet, der aus einer geomagnetischen Karte des geophysikalischen Observatoriums, Fürstenfeldbruck (1965, 0) entnommen wurde.
Die Verteilung des Q_n-Faktors der untersuchten Proben erstreckt sich zwischen einem Minimum von 0.013 und einem Maximum von 7.873. Abb. 4.2 zeigt die Verteilung des Q_n-Faktors nach Vorkommen und Klassen. Daraus ist ersichtlich, daß der Mittelwert zwischen 0.1 und 0.32 liegt (s. Abb. 4.2.Σ).
Dieser Wert ist im Vergleich zu den jüngeren basischen Extrusiv-Gesteinen um wenigstens zwei Größenordnungen kleiner (s. z.B. Becker 1978). Das ist sowohl durch die kleinere Intensität der Remanenz, als auch durch die größere Suszeptibilität bei den jüngeren Gesteinen bedingt: Die Verringerung der Remanenz-Intensität im Lauf der Zeit ist seit langem bekannt (Königsberger 1938). Aufgrund der Untersuchungen an ozeanischen Basalten wird außerdem allgemein angenommen, daß auch mit einer Tieftemperatur-Oxydation gerechnet werden muß. Bei diesem Oxydationsvorgang wird die ursprüngliche TRM durch eine CRM ersetzt, deren Intensität geringer als die ursprüngliche TRM ist. Ferner stellte Becker (1978) im Einklang mit anderen Autoren fest, daß die Suszeptibilität der basischen Gesteine in der chronologischen Abfolge stark ansteigt, während die Remanenz-Intensität und der Q_n-Faktor abnehmen. Er schrieb die Suszeptibilitäts-Zunahme der Tieftemperatur-Oxydation und der hydrothermalen Metamorphose zu. Das Auftreten von bei höheren Temperaturen instabilen Titanomaghemiten in den hier untersuchten Gesteinen spricht gegen eine hydrothermale Metamorphose im Meßgebiet, aber für eine Tieftemperatur-Oxydation.

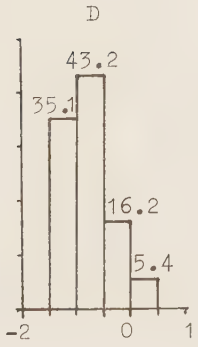
4.2. Thermomagnetische Untersuchungen

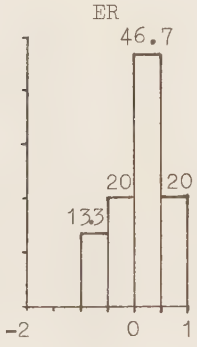
Um die Curie-Temperatur (T_c) und die Trägermineralien der Magnetisierung zu erfassen, wurden thermomagnetische Untersuchungen an 13 Proben durchgeführt. Die dabei benutzte Apparatur ist

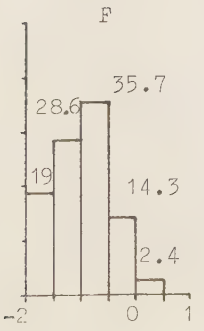
Abb. 4.2

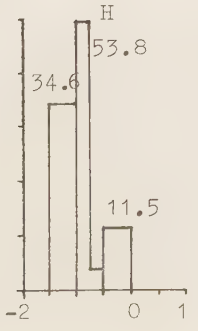
Verteilung des Qn-Faktors
in sechs logarithmischen
Klassen.
Abszisse: Qn = 10^x
Ordinate: Häufigkeit in %











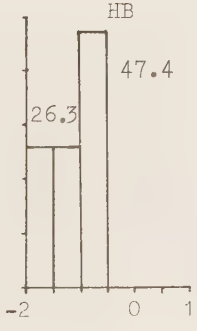
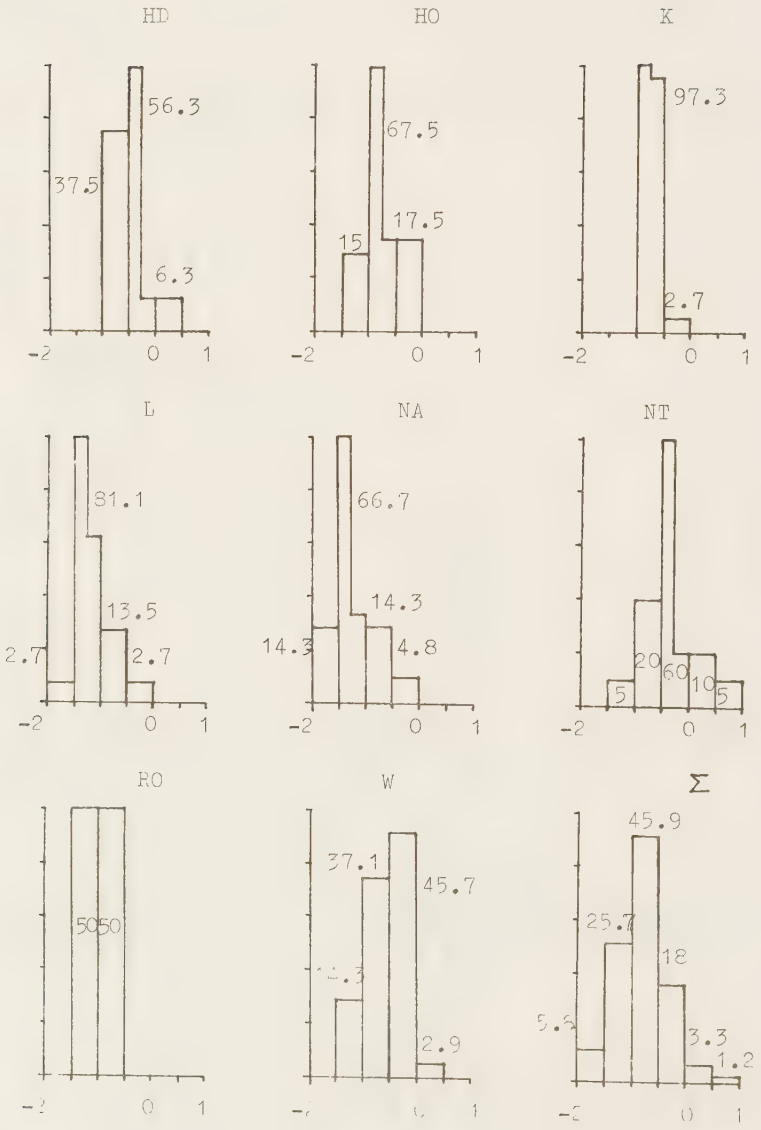


Abb. 4.2 (Fortsetzung)



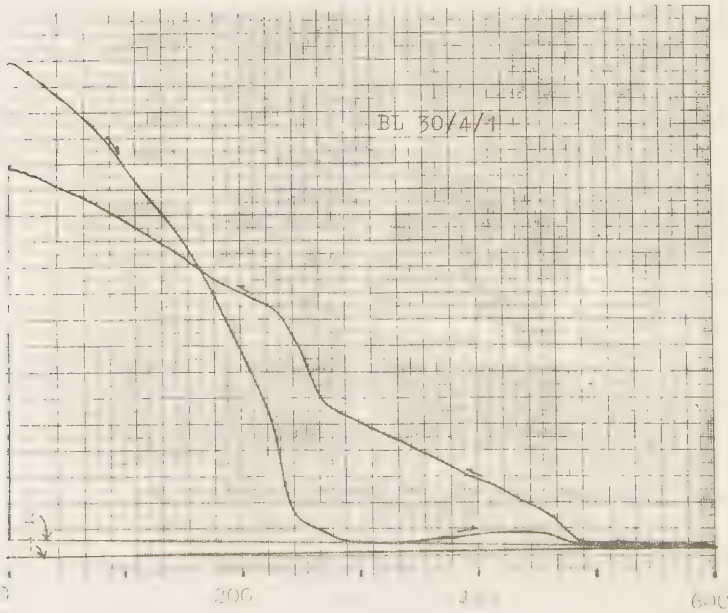
eine magnetische Pendelwaage nach dem Weiss-Forrer'schen Prinzip, die von Dr. Petersen gebaut wurde. Eine detaillierte Beschreibung dieser Apparatur findet man bei Petersen (1961)
Die Gesteinsproben wurden mit einem Messingstab zerstückelt und danach in einer Archatmülle trocken pulversisiert. Aus dem in Azeton aufgeschlämmten Pulver wurden mit einem Handmagnet die magnetischen Gemengeteile abgetrennt. Die dadurch hergestellten magnetischen Konzentrate wurden an der Pendelwaage in Luft vermessen. Mit dem Apparat kann eine maximale Temperatur von 600° C erreicht werden. Die Zeit zum Aufheizen und Abkühlen auf Zimmertemperatur betrug etwa 40 Minuten. Die äußere Feldstärke zur Magnetisierung war 1 800 Oe. Obwohl in der Literatur verschiedene Schemata zur Klassifikation der J_s-T-Kurven aufgeführt werden (Doell & Cox 1965, Wasilewski 1968, Grommé et al. 1969, Ade-Hall et al. 1971, Soffel 1974), sollen hier die Kurven (Abb. 4.3) in der Folge wie beim Kapitel 3 diskutiert werden. Unter den 13 gemessenen Proben lieferten fünf Proben eine recht klar aussehende Kurve. Aber bei den anderen sieben Proben ist die induzierte Magnetisierung sehr schwach, so daß eine genaue Deutung erschwert wird. Erzmikroskopische Beobachtungen zeigten, daß die schwache Magnetisierung durch einen geringen Erzgehalt bedingt ist. Trotzdem sind auch bei diesen Proben einige Merkmale den Kurven zu entnehmen. Alle gemessenen Kurven sind irreversibel und deuten auf irreversible mineralogische Veränderungen beim Erhitzungsversuch hin.

1) Vorkommen BL

BL 4: Bei dieser Probe sind drei Phasen zu identifizieren. Im Intervall zwischen 340° C und 480° C tritt eine schwache Zunahme der Magnetisierung auf. Dies ist bei tieftemperatur-oxydierten Ozeanbasalten und Ophiolithen sehr oft (Wasilewski 1968, Ozima & Larson 1970, Ozima & Ozima 1971, Johnson & Merrill 1973, Levi & Banerjee 1977, Grommé et al. 1979), bei tieftemperatur-oxydierten jüngeren

Landvulkaniten (s. z.B. Pohl & Soffel 1977) gelegentlich beobachtet worden. Diese Erscheinung weist auf Titanomaghemite hin, die durch Tieftemperatur-Oxydation (Akimoto et al. 1957, Johnson & Merrill 1972, Merrill 1975, Petersen 1976) gebildet worden sind (Marshall & Cox 1972, Johnson & Merrill 1973). Mikroskopische Beobachtungen bestätigen ebenfalls Titanomaghemite als magnetisches Mineral im Gestein.

Abb. 4.3 J_s-T-Kurven bei den thermomagnetischen Untersuchungen
Abszisse: 100° C - Abstand
Ordinate: willkürlich
1: Bezugsniveau der Aufheizkurve
2: Bezugsniveau der Abkühlkurve



Die Curie-Temperatur von etwa 260° C ist durch Ti-reiche Titanomagnetite zu erklären. Der Anstieg der Kurve bei 350° C ist durch den Zerfall und die Umwandlung der Titanomaghemite in Ti-arme Titanomagnetite bis Magnetit mit T_c = 580° C zu erklären. Durch die Erhitzung beim Messvorgang wird der Magnetit zum Teil auch zu Hämatit oxydiert, wodurch die Amplitude der Abkühlkurve geringer ist als die der Aufheizkurve. Nach der Messung konnte festgestellt werden, daß die ursprünglich grünbläulich-graue Pulverprobe oberflächlich braun oxydiert worden war. Beim Unterschreiten der Curie-Temperatur im Abkühlvorgang erwarben die nicht oxydierten Titanomagnetite erneut eine TRM (s. Knick in der Abkühlkurve).

BL 30/3/1: In dieser Kurve lassen sich drei Phasen erkennen. Eine Phase von Ti-reichen Titanomagnetiten mit $T_c \approx$ 120° C, eine von Ti-armem Titanomagnetit mit $T_c \approx$ 450° C und Hämatit. Durch die Oxydation beim Meßvorgang wurde die Amplitude der Abkühlkurve verringert.

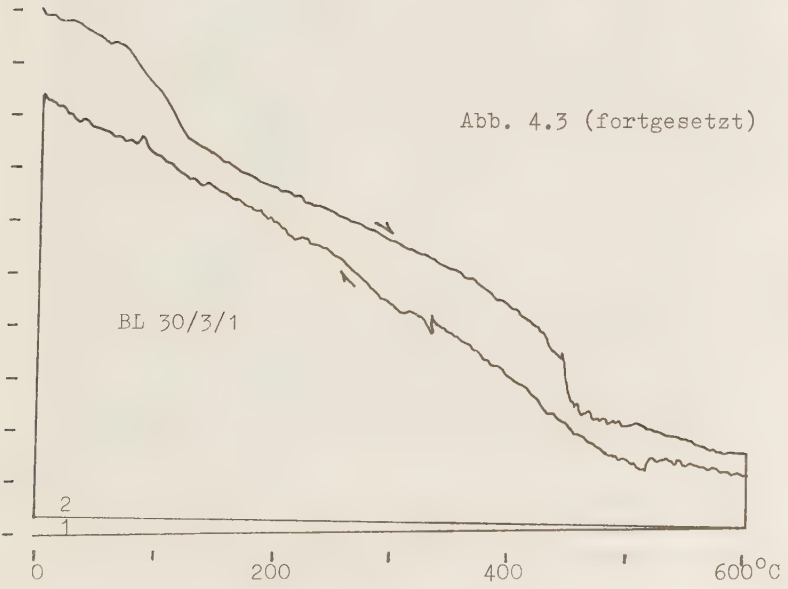
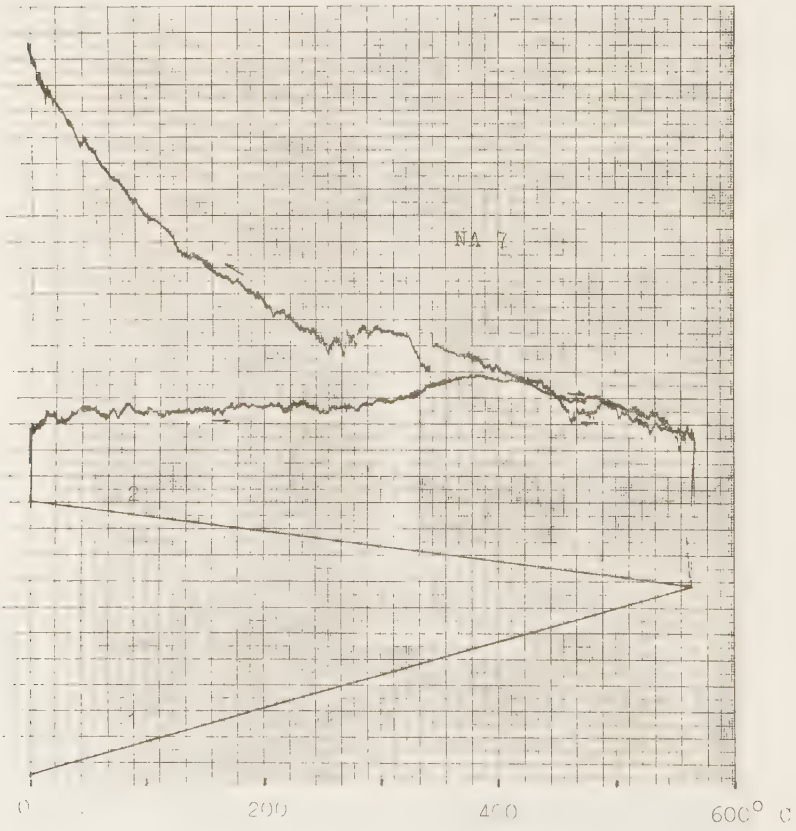


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

2) Vorkommen NA

NA 7: Bei dieser Probe tritt auch das Maximum bei etwa 350° C auf. Ähnlich wie bei Probe BL 4 wird angenommen, daß die durch Tieftemperatur-Oxydation gebildeten Titanomaghemite in Titanomagnetite bzw. Magnetit umgewandelt werden. Dafür spricht die Zunahme der Magnetisierung beim Abkühlen der Probe.

Abb. 4.3 (fortgesetzt)



NA 9: Bei etwa 400° C tritt ein schwaches Maximum auf. Es wird ein ähnliches Verhalten wie bei NA 7 angenommen.

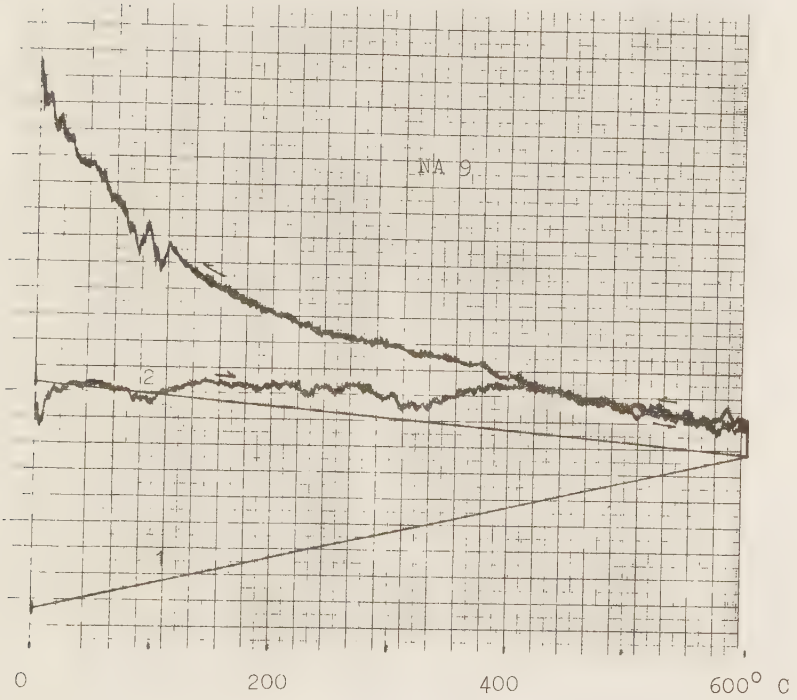


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

3) Vorkommen K

K 6: Eine gleichmäßig, ständig abfallende Aufheizkurve kann durch viele Titanomagnetitphasen mit verschiedenem Ti-Gehalt erklärt werden (Doell & Cox 1965). Sie wurden durch Erhitzung auf 600° C beim Meßvorgang in Hämatit umgewandelt.

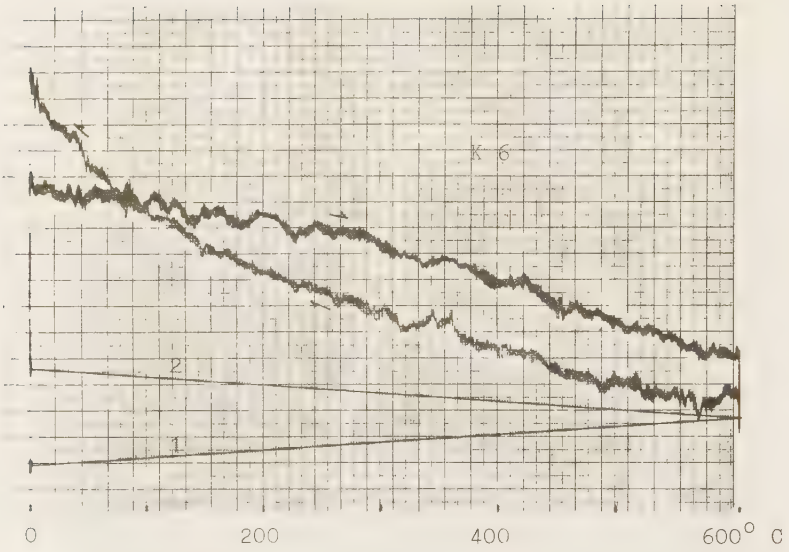
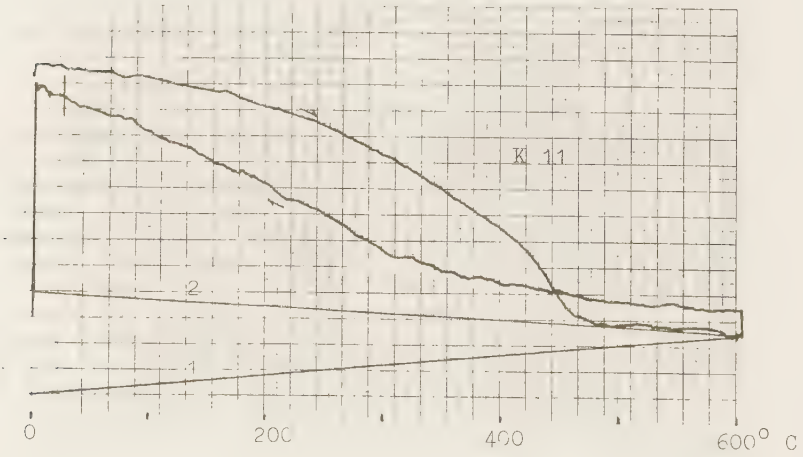
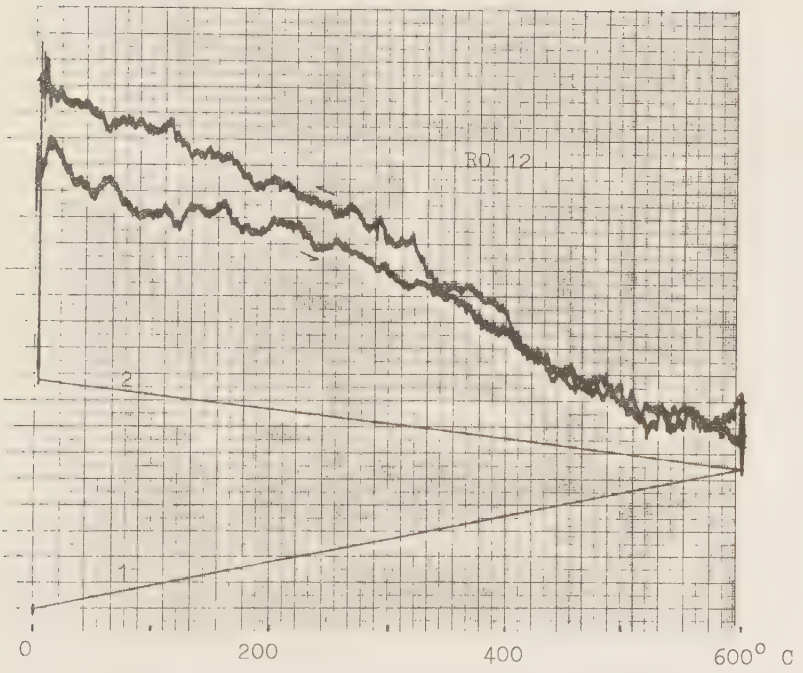


Abb. 4.3 (fortgesetzt)



K 11: Ähnliche Morphologie wie bei der Probe K 6, aber eine bessere Auflösung. Eine Curie-Temperatur von 480° C weist auf verhältnismäßig Ti-arme Titanomagnetite hin. Reiner Magnetit ist ebenfalls vorhanden.

Abb. 4.3 (fortgesetzt)



4) Vorkommen RO

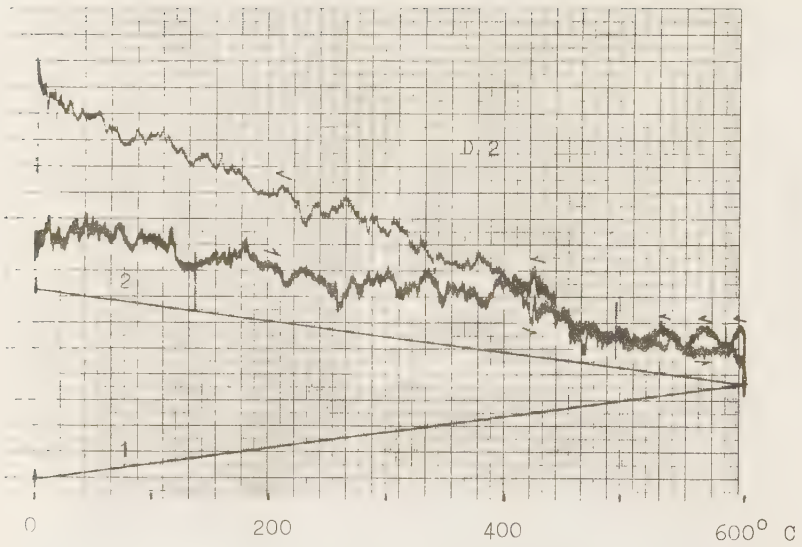
RO 12: Eventuell, wie bei Probe K 6, Phasen von unterschiedlich Ti-haltigen Titanomagnetiten. Sie wurden durch Erhitzung in Hämatit umgewandelt.

5) Vorkommen D

D 2: Es sind Titanomagnetite mit $T_c \approx 470^\circ$ C und Hämatit zu erkennen.

6) Vorkommen F

F 8: Es sind Titanomagnetite mit $T_c \approx 500^\circ$ C und reiner Magnetit vorhanden.



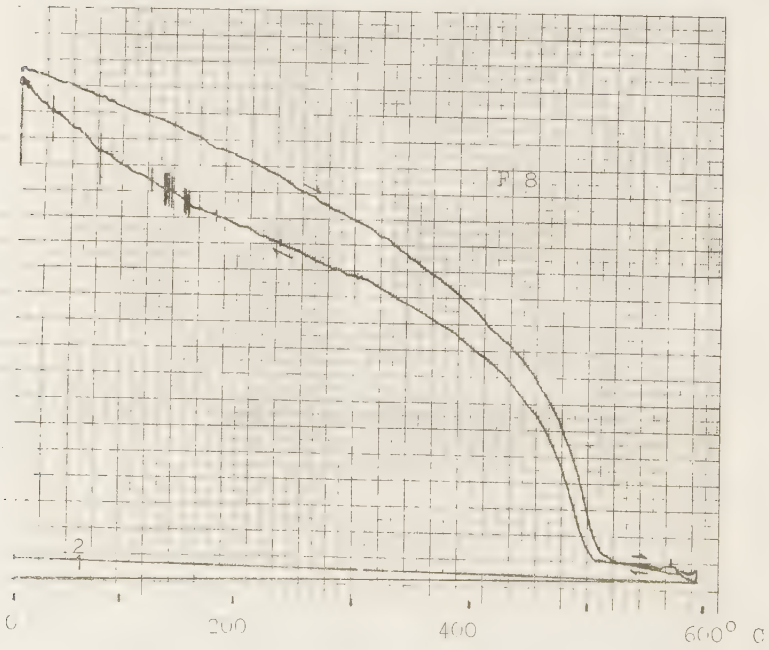


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

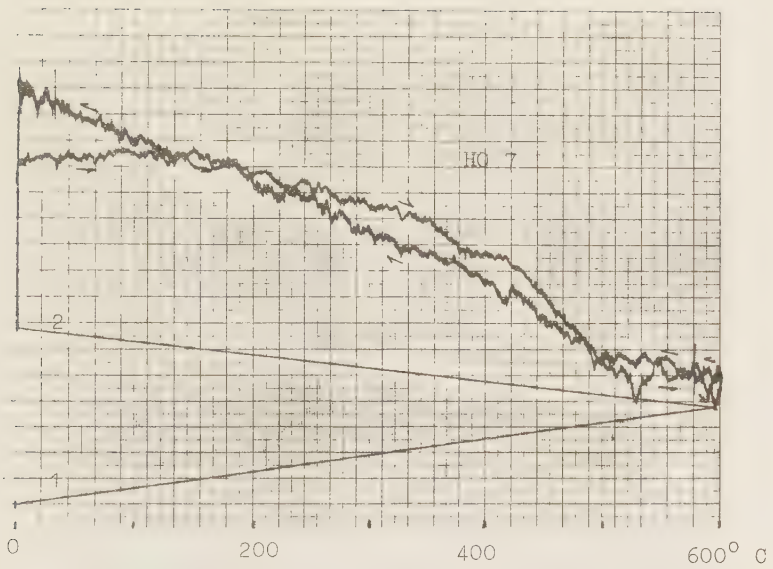


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

7) Vorkommen HO

HO 7: Es sind Titanomagnetite mit $T_c \approx 500^\circ$ C und reiner Magnetit vorhanden.

8) Vorkommen BS

BS 1: Bei etwa 350° C wurden die Titanomaghemite zerstört (Pseudo-Curie-Temperatur). Ferner sind Titanomagnetite mit T_c von etwa 480° C und reiner Magnetit zu erkennen. Eventuell ist der Magnetit beim Meßvorgang durch einen Zerfall der Titanomaghemite erzeugt worden (Marshall & Cox 1971, Ozima & Ozima 1971, Johnson & Merrill 1973, Ryall & Ade-Hall 1975, Grommé et al. 1979). Der Unterschied der Curie-Temperaturen zwischen der Aufheiz und der Abkühlkurve ist durch eine Ti-Diffusion aus den Silikaten zurück in die Titanomagnetite zu erklären (Soffel 1975).

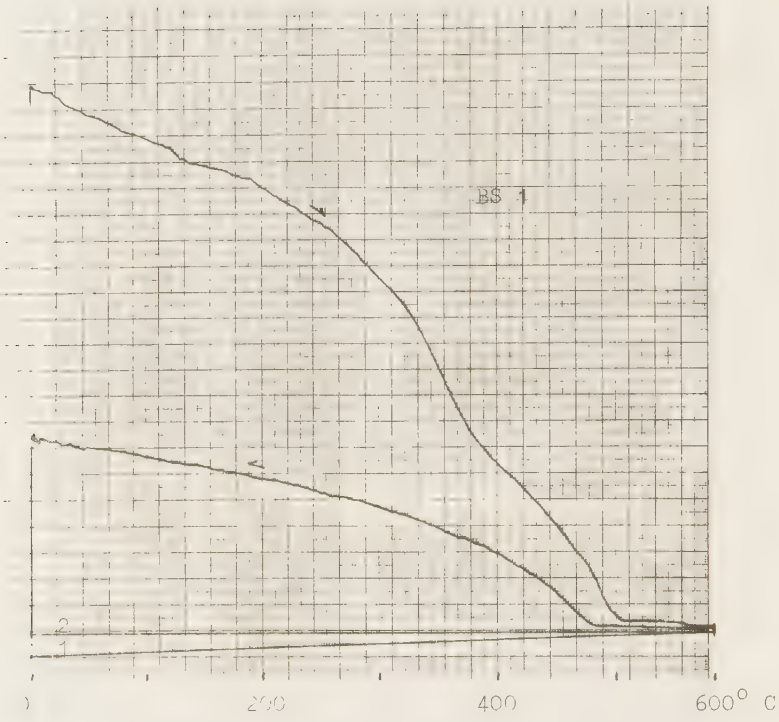


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

9) Vorkommen H

H 3: Eventuell wieder eine Reihe von Titanomagnetiten mit unterschiedlichem, aber kontinuierlich verteiltem Ti-Gehalt. Der merkwürdige Anstieg der Abkühlkurve ist nur bei dieser und bei der Probe ER 3 beobachtet worden. Er ist durch die Entmischung einer metastabilen Phase bedingt, wie bei der Probe ER 3 unten. Bei diesen beiden Vorkommen konnte keine stabile CARM abgeleitet werden.

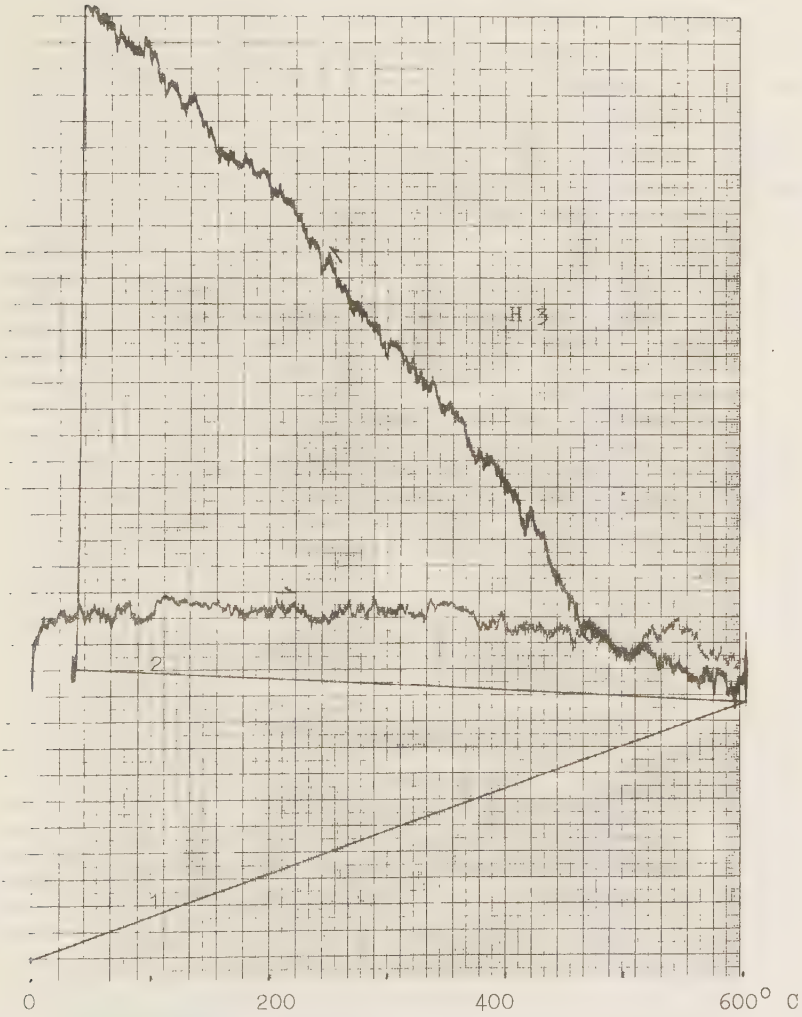


Abb. 4.3 (fortgesetzt)

10) Vorkommen ER

ER 3: Hier sind drei Mineralphasen erkennbar. Diese sind zwei unterschiedlich Ti-haltigen Titanomagnetite (mit $T_c \approx 250^\circ$ C bzw. 480° C) und Magnetit ($T_c = 580^\circ$ C) zuzuordnen. Der Titanomagnetit mit der niedrigen T_c war metastabil und hat sich durch die Erhitzung in die Ilmenohämatit-Phase und Ti-arme Titanomagnetite-Phase mit der höheren T_c von etwa 490° C entmischt. Dies verursachte auch den starken Anstieg der Abkühlkurve. Petersen (1962) beobachtete bei Erhitzungsversuchen an Basaltproben, daß sich Curie-Temperatur und Sättigungsmagnetisierung durch die Erhitzung zugenommen haben, und daß die ursprünglich homogenen Titanomagnetite nach der Erhitzung Ilmenit- und Hämatit-Lamellen entmischt haben.

Abb. 4.3 (fortgesetzt)

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Erzmineralien der untersuchten Gesteine durch eine Tieftemperatur-Oxydation maghemitisiert worden sind. Die irreversiblen thermomagnetischen Kurven sprechen deutlich dafür (Petersen et al. 1978, Grommé et al. 1979). Bei den erzmikroskopischen Untersuchungen waren Entmischungslamellen, die typisch sind für eine Hochtemperatur-Oxydation, kaum zu beobachten. Für eine Tieftemperatur-Oxydation sprechen auch die durchwegs hohen Curie-Temperaturen als Folge einer generellen Maghemitisierung der ursprünglich Ti-reichen Titanomagnetite (Akimoto et al. 1957, Carmichael & Nicholls 1967, Readman & O'Reilly 1972, Ryall & Ade-Hall 1975).

4.3 Erzmikroskopische Beobachtungen

Für die Identifizierung der Träger der Remanenz wurden neben den thermomagnetischen Analysen erzmikroskopische Beobachtungen von Anschliffen durchgeführt. Zur Einarbeitung in die Problematik der opaken Erzmineralien wurde folgende Literatur studiert: Uytenbogaardt & Burke (1971), Ramdohr (1975), Haggerty (1976,a,b) und Eisenach (1978). Die stärker magnetischen Mineralien konnten durch Aufbringen von kolloidalem Magnetit unterschieden werden. Die unten aufgeführten Mikrofotographien wurden mit einem Leitz-Polarisationsmikroskop aufgenommen. Die Vergrößerung beträgt 60 x 10 (im Photo entspricht dies einer Bildkantenlänge von 120 μm x 80 μm).

Anzeichen einer Hochtemperatur-Oxydation wurden lediglich beim Vorkommen F (Abb. 4.4.a) beobachtet. Die Erzkörner dieses Vorkommens waren ursprünglich Titanomagnetite mit einem dichten Netz von Ilmenit-Entmischungslamellen. Nach Wilson & Haggerty (1966) sind diesen Körnern die Oxydations-Stufe 3 zuzuordnen und nach Ade-Hall et al. (1968) die Oxydations-Klasse-3. Die Ilmenit-Lamellen sind zum Gemisch von Titanohämatit (hell), Rutil (grau mit blauem Stich, anisotrop, gelbe Innenreflexe) und feinkörnigem Hämatit (hell, stark anisotrop, rote Innenreflexe) aufoxydiert worden (= Metailmenit, Haggerty 1976a). Die Ti-arme Phase ($\approx$ Magnetit) wurde durch Tieftemperatur-Oxydation in ein feines Gemisch von Titanit (oder Perowskit) + Rutil + Hämatit umgewandelt. Die J_s-T-Kurve zeigt, daß noch unversehrte, jedoch unsichtbar feine Magnetit-Körner vorhanden sein müssen.

BL 12 (Abb. 4.4.b): Homogener Titanomagnetit (bläulich grau, isotrop). Randlich durch die Tieftemperatur-Oxydation in Titanomaghemit (heller als Titanomagnetit, aber dunkler als Hämatit, isotrop mit einer Tendenz zur Anisotrophie) umgewandelt. Die helle Farbe des Titanomaghemits weist auf eine weit fortgeschrittene Oxydation (Johnson & Hall 1978) hin. Man beachte die rote Färbung an der Grenze mit den benachbarten Silikaten.

Abb. 4.4.a Probe F 8

Abb. 4.4.b Probe [illegible] 12

K 6 (Abb. 4.4.c): Titanomagnetit mit kataklastischen Rissen und verändertem Saum. Der Kristall ist, wie die unregelmäßige Farbe zeigt, nicht überall gleichmäßig oxydiert. Dies äußert sich durch eine kontinuierlich abfallende J_s-T-Kurve ohne klar erkennbare Curie-Temperatur. Die Risse sind sekundär entweder durch das Gemisch von Rutil und Hämatit wie am Saum oder durch Titanit (möglicherweise auch Perowskit) gefüllt.

NA 7 (Abb. 4.4.d): Titanomagnetit mit sekundär gebildeten drei Einzelkörnern von Titanomaghemit (hell). Die Identifizierung des Titanomaghemits ist zwar nicht eindeutig, sie steht aber wohl im Zusammenhang mit einem kleinen Maximum der J_s-T-Aufheizkurve bei etwa 400° C.
Die dunklere Partie ist ein Gemisch von Titanit (Perowskit?), Rutil und Hämatit, wobei die erste Phase wohl die häufigste ist.

F 8 (Abb. 4.4.e): Intakt gebliebene homogene Titanomagnetit-Körner, die ursprünglich gemeinsam ein Korn bildeten. Entlang den Spalten ist die Oxydation so weit fortgeschritten, daß diese Partie völlig durch das Gemisch von Rutil und Titanit ersetzt worden ist. Die J_s-T-Kurve deutet nicht auf die Anwesenheit von Hämatit hin.

H 15 (Abb. 4.4.f.): Vollkommen oxydierte Titanomagnetite, die sich nur noch durch die Kornform erkennen lassen. Die feinkornigen sekundären Produkte sind meistens infolge extrem kleiner Korngröße schwer zu identifizieren. Solch ein Gefüge nannten Ade-Hall et al. (1968) "Granulation" und durch Röntgen-Struktur-Untersuchungen konnte es als ein Gemisch von Spinellen und unreinem Rutil identifiziert werden. Storetvedt & Petersen (1970) nannten solches Gefüge "Pockmark type". Die hellen Partien ziehen Magnetit-Kolloid an und sind optisch isotrop, so daß Titanomagnetit oder Titanomaghemit zu vermuten ist. Andere mitteldunkle Partien sind anisotrop und zeigen verschiedene Innenreflexe. Sie bestehen wohl aus Rutil + Titanit. Die ganz dunklen Teilchen sind eventuell auch Spinelle (iso-

Abb. 4.4.c Probe K 6

Abb. 4.4.d Probe NA 7

Abb. 4.4.e Probe F 8

Abb. 4.4.f Probe H 15

trop, farblos, aber mit grünlichen starken Innenreflexen).

ER 3 (Abb. 4.4.g): Beginn einer Tieftemperatur-Oxydation (Bildung von Titanohämatit-Flecken, Ade-Hall et al. 1971) in der Mitte des Titanomagnetit-Korns und ein weit fortgeschrittener Oxydationszustand entlang der Korngrenze und den Spaltrissen. Am linken Rand des Titanomagnetit-Kristalls ist die neu entstandene Titanomaghemit-Phase (hell) zu erkennen.

L 11 (Abb. 4.4.h): Es liegt hier eine ähnliche Situation vor wie bei ER 3, aber fast das ganze Korn ist bereits in Titanomaghemit umgewandelt, so daß es heller erscheint. Die Titanomaghemite beginnen randlich in Rutil überzugehen (gelbe Innenreflexe).

D 13 (Abb. 4.4.i): Titanomaghemite mit einer Rotfärbung der benachbarten Silikate, welche durch die Fe-Auswanderung aus dem ursprünglichen Titanomagnetit (Johnson & Merrill 1978, Eisenach 1978) zustande kommt. Die unregelmäßig verteilten Körner im Titanomaghemit-Kristall sind wohl Titanit. Die Verteilung dieser Phase ist offensichtlich durch die Schrumpfungsrisse bei der Tieftemperatur-Oxydation (Johnson & Merrill 1978) bedingt.

Es kann festgestellt werden, daß der gesamte Eindruck und die Mineralogie dieser Gesteine sehr ähnlich ist wie bei den von Ade-Hall et al. (1971) beschriebenen hydrothermal veränderten Basalten. Aber die hier untersuchten Gesteine unterscheiden sich von diesen prinzipiell durch den anderen Typ der J_s-T-Kurven: Bei keiner Probe dieser Untersuchungen konnte der Knick bei ca. 100° C in der J_s-T-Kurve (Ade-Hall et al. 1971) beobachtet werden. Umgekehrt ist das kleine Maximum der Aufheizkurve, das bei diesen Untersuchungen häufig auftrat, nicht bei Ade-Hall et al. (1971) beschrieben worden.
Aufgrund der erzmikroskopischen Untersuchungen wird deutlich, daß die primäre Erzphase weitgehend verschwunden und durch eine sekundäre Erzphase ersetzt worden ist, wobei Titanomaghemit und sekundärer Hämatit die bedeutsamsten Träger einer Remanenz sein dürften. Bei den erzmikroskopischen Beobachtungen tritt

Abb. 4.4.g Probe ER 3

aber Hämatit kaum in Erscheinung.

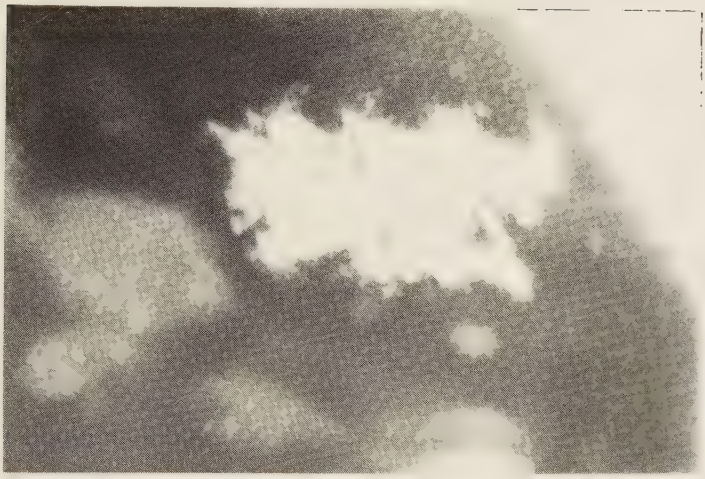


Abb. 4.4.i Probe D 13

5. Zusammenfassung

Für die Erweiterung der Kenntnisse über die tektonischen Vorgänge Mitteleuropas liefern die scheinbaren Polwanderungskurven Zusatzinformationen. Da die europäische Polwanderungskurve bisher lediglich bis zum Karbon als gesichert betrachtet werden kann (Irving 1977) und die bisher vorliegenden Daten über die Pollagen des Altpaläozoikums in Europa noch umstritten sind (Creer 1968, 1970, Storetvedt 1967a, b, 1970, McMurry 1970, Embleton 1970), wurden weitere Untersuchungen an altpaläozoischen Gesteinen im Rahmen dieser Arbeit vorgenommen.

Dazu wurden 292 orientierte Diabas- und Pillow-Laven-Proben ordovizischen bis oberdevonischen Alters von 15 Vorkommen im Frankenwald/NO-Bayern entnommen. Daraus wurden insgesamt 1306 Einzelproben hergestellt. Das Probenmaterial fiel durch eine extrem schwache Remanenz-Intensität und durch einen geringen Q_n-Faktor (Königsberger 1938) auf. Die Intensität der NRM liegt bei mehr als 65 % der Proben unter 10 μG und der Q_n-Faktor beträgt bei mehr als 60 % der Proben weniger als 0.3.

Wegen der großen Diskrepanzen in der Literatur über die wahren altpaläozoischen Pollagen Europas wurde die Bestimmung der stabilen Remanenz-Richtungen der 15 Vorkommen mit großer Sorgfalt und erheblichem Aufwand unter Anwendung aller möglichen verschiedenen Methoden für die Remanenz-Analyse durchgeführt. Die dabei verwendeten Methoden waren: Methode des stabilen Endpunktes der Remanenz-Richtung (Irving 1964), Analyse der Entmagnetisierungskurven (Thellier 1966, Stacey & Banerjee 1974), Analyse des Zijderveld -Diagramms (Zijderveld 1967, Dunlop 1979), Betrachtung von zueinander antiparallelen Remanenz-Komponenten (Cox & Doell 1960) und die Differenzvektoren-Methode (Fuller 1969, Roy & Park 1974, Hoffmann & Day 1978).
Bedingt durch oft zwei antiparallele Remanenz-Komponenten und durch das komplizierte Verhalten der untersuchten Gesteine

bei der Entmagnetisierung, konnten die Methode der konvergierenden Remagnetisierungs-Kreise (Williamson & Robertson 1976, Halls 1976, 1978, 1979) und die Methode nach Stupavsky und Symons (1978) nicht verwendet werden. Die Methode der Stabilitäts-Indices (Tarling & Symons 1967, Wilson et al. 1968, Ade-Hall 1969, Park & Irving 1970, Murthy 1971, Briden 1972, Symons & Stupavsky 1974) erwies sich bei Anwendung auf das Probenmaterial als nicht geeignet. Diese Methode wurde mittlerweile durch theoretische Überlegungen (Andel 1970) und durch Vergleich miteinander (Giddings & McElhinny 1976) stark infrage gestellt.

Durch die Anwendung der oben genannten verschiedenartigen Verfahren konnte bei 11 von den insgesamt 15 Vorkommen die stabilen charakteristischen Remanenz-(CARM)-Richtungen gewonnen werden. Ohne Berücksichtigung von drei Vorkommen, die im Vergleich zu den anderen Vorkommen auffallend anomale Richtungen zeigen, ergab sich bei Anwendung der Fisher-Statistik (Fisher 1953) folgende mittlere Richtung: N = 8, R = 7.877, D = 198.9°, I = -17.2°, k = 57.0 und α_{95} = 6.6°. Die daraus ermittelte Pollage (λ = 164.4°E, φ = 45.7°N, K = 82.3, A_{95} = 5.5°) stimmt mit der bekannten Pollage vom Perm (λ = 163 °E, φ = 45°N, Irving 1977) sehr gut überein. Die Anwendung des Faltungstests (Graham 1949) sichert das Perm-Alter der Magnetisierung ab.

Bei den erzmikroskopischen Untersuchungen wurde festgestellt, daß die Erzkörner (Titanomagnetite) im wesentlichen ohne Entmischungslamellen homogen sind und sich damit keine nennenswerte Hochtemperatur-Oxydation erkennen läßt. Da die primäre Curie-Temperatur der homogenen Titanomagnetite in basischen Gesteinen meist unterhalb 250° C (Carmichael 1970, Ade-Hall et al. 1973, Ryall & Ade-Hall 1975), auf keinen Fall aber höher als 300° C (Carmichael & Nicholls 1967) liegt, und weil solche homogenen Titanomagnetite besonders instabil gegen Oxydation (Verhoogen 1962, Ade-Hall 1964, Smith 1967) sind, wurde die ursprüngliche TRM durch die Variskische Orogenese/Metamorphose weitgehend zerstört. Im Perm trat an deren Stelle

durch die Tieftemperatur-Oxydation eine sekundäre CRM (s. Ozima & Larson 1970, Merrill 1975, Hall 1977). Eine solche permokarbonische Remagnetisierung der altpaläozoischen Gesteine ist ein weit verbreitetes Phänomen und wird außer im Varistikum sowohl in den Kaledoniden Westeuropas (Creer 1968) als auch in den Appalachen Nordamerikas (Van der Voo & French 1977) beobachtet.

Die in Anschliffen am häufigsten beobachteten magnetischen Erzmineralien sind tieftemperatur-oxydierte Titanomagnetite, also die Titanomaghemite. Die anderen Erzkörner, wie z.B. Ilmohämatite sind relativ groß ($> 100\mu$) und scheiden deswegen als Träger für eine stabile Remanenz-Komponente aus. Außerdem konnten die Titanomaghemite bei der thermomagnetischen Analyse durch die irreversiblen J_s-T-Kurven (Petersen et al. 1978, Grommé et al. 1979) und insbesondere durch das Maximum etwa im Temperatur-Bereich zwischen 340 bis 480° C identifiziert werden (Wasilewski 1968, Ozima & Larson 1970, Ozima & Ozima 1971, Johnson & Merrill 1973, Levi & Banerjee 1977, Grommé et al. 1979). Diese Tieftemperatur-Oxydation ist verantwortlich für die im Perm erfolgte Remagnetisierung und die schwache Intensität der Remanenz (Irving et al. 1970, Grommé et al. 1979) der untersuchten Gesteine.

LITERATURVERZEICHNIS

Ade-Hall, J.M. (1964) The magnetic properties of some submarine oceanic lavas.
Geophys. J. R. astr. Soc., 8, 85-91

Ade-Hall, J.M., Khan, M.A., Dagley, P. & Wilson, R.L. (1968) A detailed petrological and magnetic investigation of a single tertiary lava flow from Skye, Scotland - I. Iron-titanium oxide petrology.
Geophys. J. R. astr. Soc., 16, 375-388

Ade-Hall, J.M. (1969) Opague petrology and the stability of natural remanent magnetism in basaltic rocks.
Geophys. J. R. astr. Soc., 18, 93-107

Ade-Hall, J.M., Palmer, H.C. & Hubbard, T.P. (1971) The magnetic and opague petrological response of basalts to regional hydrothermal alteration
Geophys. J. R. astr. Soc., 24, 137-174

Ade-Hall, J.M., Aumento, F., Ryall, P.J.C., Gerstein, R.E., Brook, J. & McKeown, D.L. (1973) The mid-Atlantic ridge near 45°N, XXI, Magnetic results from basalt drill cores from the Median Valley.
Can. J. Earth Sci., 10, 679-696

Akimoto, S., Katsura, T. & Yoshida, M. (1957) Magnetic properties of $TiFe_2O_4$ - Fe_3O_4 system and their change with oxidation.
J. Geomag. Geoelec., 9, 165-178

Andel, J. (1970) Negative analysis of the stability index.
Studia geophys. et geod., 14, 310-324

Angenheister, G. (1962) Einige Erläuterungen zum Studium der Fachliteratur des Gesteinsmagnetismus.
Geol. Rdsch., 51, 331-347

Angenheister, G. & Soffel, H. (1972) Gesteinsmagnetismus und Paläomagnetismus. Gebrüder Borntträger, Berlin, Stuttgart, S. 110

Becker, H. (1978) Vermessung des erdmagnetischen Feldes (ΔZ) längs Profilen in Nordost- und Ost-Island und der Versuch der Interpretation unter Berücksichtigung gesteinsmagnetischer Untersuchungen. Diss. Uni. München, S. 270.

Beske-Diehl, S. & Banerjee, S.K. (1980) Metamorphism in the Troodes ophiolite: Implication for marine magnetic anomalies.
Nature, 285, 563-564

Briden, J.C. (1967) Recurrent continental drift of Gondwanaland. Nature, 215, 1334-1339

Briden, J.C. (1970) Paleomagnetic results from the Arrochar and Garabal Hill - Glen Fyne igneous complexes, Scottland.
Geophys. J. Roy. astr. Soc., 21, 457-470

Briden, J.C. (1972) A stability index of remanent magnetism. J. Geophys. Res., 77, 1401-1405

Briden, J.C. & Morris, W.A. (1973) Palaeomagnetic studies in the British Caledonides, III: Igneous rocks of the Northern Lake district, England.
Geophys. J. Roy. astr. Soc., 34, 27-46

Briden, J.C., Morris, W.A. & Piper, J.D.A. (1973) Palaeomagnetic studies in the British Caledonides, VI: Regional and global implications
Geophys. J. Roy. astr. Soc., 34, 107-134

Brynjolfsson, A. (1957) Studies of remanent magnetism and viscous magnetism in the basalts of Iceland.
Phil. Mag. Supp. Adv. Phys. 6, 247-254.

Bullard, E., Everett, J.E. & Smith, A.G. (1965) The fit of the continents around the Atlantic.
In: A Symposium on Continental Drift, P.M.S. Blackett, E. Bullard & S.K. Runcorn (eds.), The Royal Society, London, 41-51

Carmichael, I.S.E. & Nicholls, J. (1967) Iron titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. J. Geophys. Res., 72, 4665-4687

Carmichael, C.M. (1970) The mid-Atlantic ridge near 45°N, VII, Magnetic proporties and opague mineralogy of dredged samples. Can. J. Earth Sci., 7, 239-256

Charmalaun, F.H. & Creer, K.M. (1963) A revised Devonian pole for Britain. Nature, 198, 375

Chamalaun, F.H. (1964) Origin of the secondary magnetization of the Old Red Sandstones of the Anglo-Welsh Cuvette. J. Geophys. Res. 69, 4327-4337

Chamalaun, F.H. & Creer, K.M. (1964) Thermal demagnetization studies on the Old Red Sandstones of the Anglo-Welsh Cuvette. J. Geophys. Res. 69, 1607-1616

Channell, J.E.T. (1977) Palaeomagnetism of limestones from the Gargano Peninsular (Italy), and the implication of these data. Geophys. J.R. astr. Soc. 51, 605-616

Chramov, A.N. (1967) Importance of palaeomacnetic data for Devonian stratigraphy and palaeogeography in the U.S.S.R Internat. Symp. on the Devonian System, 1363-1370

Collinson, D.W. (1975) Instruments and technigues in paleo-magnetism and rock magnetism. Rev. Geophys. Space phys. 13, 659-686

Cox, A & Doell, R.R. (1960) Review of paleomagnetism, Geol. Soc. Amer. Bull. 71, 647-768

Cox, A. (ed.) (1973) Plate tectonics and geomagnetic reversals, Freeman and co. 702 pp.

Creer, K.M. (1957) The natural remanent magnetization of certain stable rocks from Great Britain. Phil. Trans. Roy. Soc., London, A 250, 111-129

Creer, K.M. (1964) Palaeolatitudes of the continents in the Devonian as revealed by the NRM of rocks. In: Problems in Palaeoclimatology, A.E.M. Nairn (ed.), Interscience, New York, 269-284

Creer, K.M. & Embleton, B.J.J. (1967) Devonian palaeomagnetic pole for Europe and N. America. Nature, 214, 42-43

Creer, K.M. (1968) Palaeozoic palaeomagnetism. Nature, 219, 246-250

Creer, K.M. (1970) A review of palaeomagnetism. Earth-Sci. Rev., 6, 369-466

Dagley, P. & Ade-Hall, J.M. (1970) Cretaceons, Tertiary and Quaternary palaeomagnetic results from Hungary, Geophys. J.R. astr. Soc., 20, 65-87.

Dewey, J.F. (1975) Plate tectonics, Rev. Geophys. Space phys., 13, 326-332, 365-367.

Doell, R.R. & Cox, A. (1965) Paleomagnetism of Hawaiian lava flows. J. Geophys. Res., 70, 3377-3405

Dunlop, D.J. (1979) On the Use of Zijderveld vector diagrams in multicomponent paleomagnetic studies. Phys. Earth planet. Int., 20, 12-24.

Eisenach, P. (1978) Magnetomineralogische Untersuchungen an Ozeanbasalten des DSDP. Dissertation. Universität München, S. 185.

Embleton, B.J.J. (1968) Laboratory stability test applied to Devonian lavas from Scotland Geophys. J.R. astr. Soc., 16, 239-251

Embleton, B.J.J. (1970) Some recent Devonian palaeomagnetic data for Europe: A brief discussion. In: Palaeogeophysics, S.K. Runcorn (ed.), Academic Press, 171-175

Fisher, R.A. (1953) Dispersion on a sphere. Proc. Roy. Soc. London, A 217, 295-305.

Fuller, M. (1969) Magnetic orientation of borehale cores. Geophysics, 34, 772-774

Giddings, J.W. & McElhinny, M.W. (1976) A new index of palaeomagnetic stability for magnetite bearing igneous rocks. Geophys. J.R. astr. Soc., 44, 239-251

Gräbe, R. (1962) Beziehungen zwischen der tektonischen und faziellen Entwicklung des Oberdevon und Unterkarbons sowie zur Genese der Eisenerze vom Lahn-Dill-Typus am NW-Rand des Bergaer Sattels (Thüringisches Schiefergebirge). Freib. Forschh., C 140, Berlin.

Graham, J.W. (1949) The Stability and significance of magnetism in sedimentary rocks. J. Geophys. Res., 54, 131-167

Greiling, L. (1966) Sedimentation und Tektonik im Paläozoikum des Frankenwaldes. Erl. Geol. Abh. 63, 3-60

Grommé, C.S., Wright, T.L. & Peck, D.L. (1969) Magnetic properties and oxidation of iron-titanium oxide minerals in Alae und Makaopuhi lava lakes, Hawaii. J. Geophys. Res., 74, 5277-5293

Grommé, S., Mankinen, E.A., Marshall, M. & Coe, R.S. (1979) Geomagnetic Paleointensities by the Thellier's Method from submarine pillow basalts: Effects of seafloor weathering. J. Geophys. Res., 84, 3553-3575

Haggerty, E. (1976a) Oxidation of opague mineral oxides in basalts. In: Oxide Minerals, Short course Notes, Vol 3, D. Rumble III (ed.), Min. Soc. Amm., Hg 1-Hg 100

Haggerty, E. (1976b) Opague mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In: Oxide Minerals, Short Course Notes, Vol. 3, D. Rumble III (ed.), Min. Soc. Am., Hg 101- Hg 300

Haigh, G. (1958) The process of magnetization by chemical change. Phil. Mag., 3, 267-286

Hailwood, E.A. & Molyneux, L. (1974) Anhysteretic remanent magnetization due to asymmetrical alternating fields. Geophys. J.R. astr. Soc., 39, 421-434

Hall, J.M. (1977) Does TRM occur in oceanic layer 2 basalts? J. Geomagn. Geoelect., 29. 411-419

Halls, H.C. (1976) A least-squares method to find a remanence direction from converging remagnetization circles. Geophys. J.R. astr. Soc., 45, 297-304

Halls, H.C. (1978) The Use of converging remagnetization circles in palaeomagnetism.
Phys. Earth planet. Int., 16, 1-11

Halls, H.C. (1979) Seperation of multicomponent NRM: Combined use of difference and resultant magnetization vectors.
Earth Planet. Sci. Lett., 43, 303-308.

Hamilton, W. (1970) The Uralides and the motion of the Siberian and Russian platforms.
Geol. Soc. Amer. Bull., 81, 2553-2576

Heirtzler, J.R., Dickson, G.O., Herron, E.M., Pitman, W.C. & Le Pichon, X. (1968) Marine magnetic anomalies, geomagnetic field reversals, and motions of the ocean floor and continents, J. Geophys. Res., 73, 2119-2136

Hess, H.H. (1962) History of ocean basins. Petrol. Stu., 599-620. Geol. Soc. of Am.

Hoffmann, K.A. & Day, R. (1978) Seperation of multicomponent NRM: A general method.
Earth Planet. Sci. Lett., 40, 433-438.

Hospers, J. & Van Andel, S.I. (1970) A Review of selected palaeomagnetic data from Europe and North America and their bearing on the origin of the North Atlantic Ocean.
In: Palaeogeophysics, S.K. Runcorn (ed.), Academic Press, 263-275

Irving, E., Stott, P.M. & Ward, M.A. (1961) Demagnetization of igneous rocks by alternating magnetic fields, Phil. Mag., 6, 225-241.

Irving, E. (1964) Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. Wiley 399 PP.

Irving, E., Molyneux, L. and Runcorn, S.K. (1966) The analysis of remanent intensities and susceptibilities of rocks.
Geophys. J.R. astr. Soc., 10, 451-464.

Irving, E., Robertson, A. & Auments, F. (1970) The Mid-Atlantic Ridge near 45°N, VII, Remanent intensity, susceptibility, and iron content of dredged samples.
Can. J. Earth Sci., 7, 226-238

Irving, E. (1977) Drift of the major continental blocks since the Devonian, Nature, 270, 304-309

Irving, E. (1981) Phanerozoic continental drift, Phys. Earth Planet. Int. 24, 197-204

Isacks, B., Oliver, J. and Sykes, L.R. (1968) Seismology and new global tectonics. J. Geophys. Res., 73, 5855-5899.

Johnson, H.P. & Merrill, R.T. (1972) Magnetic and mineralogical changes associated with low-temperature oxidation of magnetite. J. Geophys. Res., 77, 334-341

Johnson, H.P. & Merrill, R.T. (1973) Low-temperature oxidation of a titanomagnetite and the implications for palaeomagnetism.
J. Geophys. Res., 78, 4938-4949

Johnson, H.P. & Hall, J.M. (1978) A detailed rock magnetic and opague mineralogy study of the basalts from the Nazca plate.
Geophys. J.R. astr. Soc., 52, 45-64

Jones, M., Van der Voo, R. & Bonhommet, N. (1979) Late Devonian to Early Carboniferous paleomagnetic poles from the Armorican Massif, France.
Geophys. J.R. astr. Soc., 58, 287-308.

Kobayashi, K. (1959) Chemical remanent magnetization of ferromagnetic minerals and its application to rock magnetism.
J. Geomagnet. Geoelec., 10, 99-117

Königsberger, J.G. (1938) Natural residual magnetism of eruptive rocks. Part I & Part II.
Terr. Magn. Atmos. Electr. (J. Geophys. Res.) 43, 119-130, 299-320

Kruglyakova, G. I. (1961) Results of palaeomagnetic investigations in the Ukraine.
Akad. Nauk. SSSR Izv. Geophys. Ser., 1092-1095. (Engl. trans.)

Kuhn, O. (1954) Geologie von Bayern, 2. Aufl. Bayerischer Landwirtschafts-Verlag, München

Le Pichon, X. (1968) Sea-floor spreading and continental drift.
J. Geophys. Res., 73, 3661-3697.

Levi, S. & Banerjee, S.K. (1977) The effekt of alteration on the natural remanent magnetization of three ophiolite complexes: Possible implications for the oceanic crust.
J. Geomag. Geoelectr., 29, 421-439

Link'ova, T.I. (1960) Paleomagnetic studies of Devonian sedimentary layers in the northwest of the Russian platform. Akad. Nauk. SSSR Izv. Geophys. Ser., 575-577 (Engl. trans.)

Marshall, M. & Cox, A. (1971) Effect of oxidation on the natural remanent magnetization of titanomagnetite in suboceanic basalt.
Nature, 230, 28-31

Marshall, M. & Cox, A. (1972) Magnetic changes in Pillow basalt due to a sea floor weathering.
J. Geophys. Res., 77, 6459-6469

McElhinny, M.W. & Briden, J.C. (1971) Continental drift during the Palaeozoic.
Earth Planet. Sci. Lett., 10, 407-416

McElhinny, M.W. (1973) Palaeomagnetism and plate tectonics, Cambridge Univ. Press. 358 PP.

McElhinny, W.M. (1977) ed., Past distribution of continents. Tectonophysics, spec. isue, 40, 1-181.

McKenzie, D.P. and Parker, R.L. (1967) The North Pacific: An example of tectonics on a sphere.
Nature, 216, 1276-1280.

McMurry, E.W. (1968) A palaeomagnetic study of tertiary and Devonian igneous rocks from Britain.
Thesis. Univ. of London.

McMurry, E.W. (1970) Palaeomagnetic results from Scottish lava of Lower Devonian age.
In: Palaeogeophysics, S.K. Runcorn (ed.), Academic Press, 253-262.

Merrill, R.D. (1975) Magnetic effects associated with chemical changes in igneous rocks.
Geophys. Surv., 2, 277-311

Molyneux, L. (1971) A complete result magnetometer for measuring the remanent magnetization of rocks.
Geophys. J.R. astr. Soc., 24, 429-433.

Morgan, W.J. (1968) Rises, trenches, great faults, and crustal blocks. J. Geophys. Res., 73, 1959-1982.

Morris, W.A., Briden, J.C., Piper, J.D.A. & Sallomy, J.T. (1973) Palaeomagnetic studies in the British caledonides, In: Micellaneous new data. Geophys. J.Roy. astr. Soc., 34, 69-105

Murthy, G.S. (1971) The Palaeomagnetism of diabase dikes from the Grenville province. Can. J. Earth Sci., 8, 802-812

Nagata, T. (1961) Rock Magnetism. 2nd ed., Maruzen, Tokyo. 351 PP.

Néel, L. (1949) Théorie du traînage magnétique des ferromagnétiques aux grains fins avec applications aux terres cuites. Ann. Geophys. 5, 99-136

Néel, L. (1955) Some theoretical aspects of rock magnetism. Phil. Mag. Suppl. Adv. Phys. 4, 191-243

O'Reilly, W. & Banerjee, S.K. (1966) Oxidation of Titanomagnetites and self-reversal. Nature, 211, 26.

Ozima, M. & Larson, E.E. (1970) Low- and high-temperature oxidation of titanomagnetite in relation to irreversible changes in the magmatic properties of submarine basalts. J. Geophys. Res., 75, 1003-1017

Ozima, M. & Ozima, M. (1971) Characteristic thermomagnetic curves in submarine basalts. J. Geophys. Res., 76, 2051-2056

Park, J.K. & Irving, E. (1970) The Mid-Atlantic Ridge near 45°N. XII: Coercivity, secondary magnetization, polarity, and thermal stability of dredge samples. Can. J. Earth Sci., 7, 1499-1514

Patton, B.J. & Fitch, J.L. (1962) Anhysteretic remanent magnetization in small steady fields. J. Geophys. Res., 67, 307-312.

Petersen, N. (1961) Untersuchungen magnetischer Eigenschaften von Titanomagnetiten im Basalt des Rauhen Kulm in Verbindung mit mikroskopischer und elektronenmikroskopischer Beobachtung. Dipl. Arbeit. Inst. f. Angew. Geophysik. Uni München

Petersen, N. (1962) Untersuchungen magnetischer Eigenschaften von Titanomagnetiten im Basalt des Rauhen Kulm (Oberpfalz) in Verbindung mit elektronenmikroskopischer Beobachtung.
Z. Geophys., 28, 79-84

Petersen, N. (1976) Notes on the variation of magnetization within basalt lava flows and dikes.
Pageoph., 114, 177-193

Petersen, N., Bleil, U. & Eisenach, P. (1978) Rock and paleomagnetism of Leg 42A, Hole 373A basalts.
Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj., Vol. XLII, Pt. 1, 881-886

Pohl, J. & Soffel, H. (1977) Palaeomagnetic and rock magnetic investigations of Tertiary volcanics in northern Bavaria.
Z. Geophys., 42, 459-474

Popova, A.V. (1963) Paleomagnetic investigations of Paleozoic sedimentary rocks in Siberia.
Akad. Nauk. SSSR Izv. Geophys. Ser., 274-277 (Engl. trans.)

Porath, H. (1968) Magnetic studies on specimens of intergrown maghemite and hematite.
J. Geophys. Res., 73, 5959-5965

Ramdohr, P. (1975) Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. 4. Aufl., Akademie-Verlag, Berlin, S. 1277

Readman, P.W. & O'Reilly, W. (1972) Magnetic properties of oxidized (cation-deficient) titanomagnetites $(Fe,Ti,\square)_3O_4$.
J. Geomag. Geoel., 24, 69-90

Roy, J.L. & Park, J.K. (1974) The magnetization process of certain red beds: Vector analysis of chemical and thermal results. Can. J. Earth. Sci., 11, 437-471

Roy, J.L. & Lapointe, P.L. (1978) Multiphase magnetizations: Problems and Implications. Phys. Earth Planet. Intr., 16, 20-37

Runcorn, S.K. (ed.) (1962) Continental drift, Academic Press

Russinov, B.Sh. & Sholpo, L.E. (1962) Magnetic cleaning of specimens of Kazakkstan effusive rocks. Akad. Nauk. SSSR Izv. Geophys. Ser. 346-348 (Engl. trans.)

Ryall, P.J.C. & Ade-Hall, J.M. (1975a) Radial variation of magnetic properties in submarine pillow basalts. Can. J. Earth Sci, 12, 1959-1969

Ryall, P.J.C. & Ade-Hall, J.M. (1975b) Laboratory-induced self-reversal of thermoremanent magnetization in pillow basalts. Nature, 257, 117-118

Sallomy, J.T. & Piper, J.D.A. (1973) Palaeomagnetic studies in the British Caledonides, II: The Younger Gabbros of Aberdeenshire, Scottland. Geophys. J. Roy. astr. Soc., 34, 13-25

Schaeffer, R.M. & Schwarz, E.J. (1970) The Mid-Atlantic Ridge near 45°N, IX. Thermomagnetics of dredged samples of igneous rocks. Can. J. Earth Sci., 7, 268-273

Schmidt, K. (1977) Der altpaläozoische Magnetismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. Z. dt. geol. Ges., 128, 121-141

Schult, A. (1975) Die Selbstumkehr der remanenten Magnetisierung beobachtet in einigen tertiären Alkali-Basalten. Habilitationsschrift. Univ. München.

Schweitzer, C. (1975) Vergleich mehrerer Methoden zur Bestimmung der Intensität des Erdmagnetfeldes an rezenten Laven und ihre Anwendung auf mesozoische und paläozoische magmatische Gesteine. Dissertation, Universität München, S. 157

Sharma, P.V. (1968) Choise of configuration for measurement of magnetic moment of a rock specimen with a fluxgate unit. Geoexploration, 6 , 101-108

Smith, P.J. (1967) Electron probe microanalysis of optically homogeneous titano magnetites and ferrian illmenites in basalts of paleomagnetic significance. J. Geophys. Res., 72, 5087-5100

Snape, C. (1971) An Example of anhysteretic moments being induced by alternating field demagnetization apparates. Geophys. J.R. astr. Soc., 23, 361-364

Soffel, H. (1974) Palaeomagnetism and rock magnetism of the Colli Euganei volcanites and the rotation of northern Italy between Eocene and Oligocene. Boll. di Geof. Teor. ed Appl., 16, 333-355

Soffel, H. (1975) Rock magnetism of the Monti Lessini and Monte Berici volcanites and age of volcanism deduced from the Heirtzler polarity time scale. Z. Geophys. 41, 401-411

Stacey, F.D. & Banerjee, S.K. (1974) The physical principles of rock magnetism. Elsevier.

Storetvedt, K.M. (1967a) A discussion of the Devonian pole for Europe. Tectonophysics, 4, 155-162

Storetvedt, K.M. (1967b) A synthesis of Palaeozoic palaeomagnetic data for Europe. Earth planet. Sci. Lett., 3, 444-448.

Storetvedt, K.M., Halvorsen, E. & Gjellestad. G. (1968) Thermal analysis of the NRM of some Upper Silarian red sandstones in the Oslo region. Tectonophysics, 5, 413-426

Storetvedt, K.M. & Halvorsen, E. (1968) On the palaeomagnetic reliability of the Scottish Devonian lavas. Tectonophysics, 5, 447-457

Storetvedt, K.M. (1970a) The Devonian paläomagnetic field for Europe. In: Palaeogeophysics, S.K. Runcorn (ed.), Academic Press, 247-252

Storetvedt, K.M. (1970b) Palaeomagnetism of the Lisbon Volcanies: a Discussion of a Recent Paper by N.D. Watkins and A. Richardson. Geophys. J.R. astr. Soc. 19, 107-110

Storetvedt, K.M. & Petersen, N. (1970) On chemical magnetization in some Permian lava flows of southern Norway. Z. Geophys., 36, 569-588

Storetvedt, K.M. (1971) Some palaeomagnetic problems of strongly oxidized rocks. Z. Geophys. 37, 487-492.

Storetvedt, K.M. (1973) Implications from fossil magnetism of the Fen Complex (Cambrian), Southern Norway. Phys. Earth Planet. Int. 7, 450-460

Strens, R.G.J. (1964) Epidotes of the Borrowdale volcanic rocks of central Borrowdale. Mineral. Mag., 33, 868

Stubbs, P.H.S. (1958) Continental Drift and Polar Wandering - A palaeomagnetic Study of British and European Trias and of the British Old Red Sandstones, Ph. D. Thesis, Univ. of London, 158 PP.

Symons, D.T.A. & Stupavsky, M. (1974) A rational palaeomagnetic stability index. J. Geophys. Res., 79, 1718-1720

Tarling, D.H. (1966) The magnetic intensity and susceptibility distribution in some Cenozoic and Jurassic basalts. Geophys. J.R. astr. Soc., 11, 423-432.

Tarling, D.H. & Symons, D.T.A. (1967) A stability index of remanence in palaeomagnetism. Geophys. J.R. astr. Soc., 12, 443-448.

Tarling, D.H. (1971) Principles and applications of palaeomagnetism, Chapman and Hall, 164 PP.

Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. & Keys, D.A. (1976) Applied Geophysics. Cambridge University Press. 860 PP.

Thellier, E. (1966) Methods and apparats for alternating currents and thermal demagnetization. In: "Methods and techniques in Geophysics" (ed. Runcorn, S.K.), V. 2, 205-247, Wiley-Interscience.

Turner, F.J. & Verhoogen, J. (1960) Igneous and Metamorphic Petrology. McGraw-Hill, 531-560

Uytenbogaardt, W. & Burke, E.A.J. (1971) Tables for microscopie identification of ore minerals. 2nd ed., Elsevier, 430 PP.

Van der Voo, R. & French, R.B. (1977) Palaeomagnetism of the Late Ordovician Juniata Formation and the remagnetization hypothesis. J. Geophys. Res. 82, 5796-5802

Van Hilton, D. (1965) Discussion of some recent papers on ancient continental configuration reconstructed from palaeomagnetic evidence. Tectonophysics, 1, 521-530

Verhoogen, J. (1956) Ionic ordering and self-reversal of magnetization in impure magnetites. J. Geophys. Res., 61, 201-209

Verhoogen, J. (1962) Oxidation of iron-titanium oxides in igneous rocks. J. Geol., 70, 168-181

Vine, F.J. (1966) Spreading of ocean floor: new evidence, Science, 154, 1405-1415

Vlassov, A.Ya, Popova, A.V., Zvegintsev, A.G. & Rodicheva, E. K. (1961) Palaeomagnetic investigation of Devonian sedimentary strata in the central part of the Krasnoyarsk district. Akad. Nauk. SSSR Izv. Geophys. Ser., 674-676 (Engl. trans.)

Vlassov, A.Ya, Kovalenko, G.V. (1963) In: Rock Magnetism and Palaeomagnetism, Vlassov, A. Ya (ed.), (Engl. trans. of Defence Research Board, Canada, Publ. T. 430R, 10 PP.)

von Horstig, G. (1964) Altpaläozoikum des Frankenwaldes und im Untergrund Nordbayerns: in Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1:500 000, 2. Aufl., Bayer. Geologisches Landesamt.

Walliser, O.H. (1980) The geosynclinal development of the Variscides with sperial regard to the Rhenohercynian zone.
In: Mobile Earth, Deutsche Forschungsgemeinschaft, 185-195

Wasilewski, P.J. (1968) Magnetization of oceanic basalts. J. Geomag. Geoelec., 20, 129-154

Werner, C.-D. (1971) Metamorphite. In: Die Entwicklungsgeschichte der Erde. Verlag Werner Dausien, Hanau/Main 118-134

Williamson, P. & Robertson, W.A. (1976) Iterative method of isolating primary and secondary components of remanent magnetization illustrated by using the Upper Devonian Catombal Group of Australia.
J. Geophys. Res., 81, 2531-2538

Wilson, J.T. (1965) A new class of faults and their bearing on continental drift.
Nature, 270, 343-347.

Wilson, J.T. (1966) Did the Atlantic close and re-open? Nature, 211, 676-681

Wilson, R.L. & Haggerty, S.E. (1966) Reversals of the earth's magnetic field. Endeavour 25, 104-109

Wilson, R.L., Haggerty, S.E. & Watkins, N.D. (1968) Variations of palaeomagnetic stability and other parameters in a vertical traverse of a simple Icelandic lava. Geophys. J.R. astr. Soc., 16, 79-96

Winkler, H.G.F. & Nitsch, K.H. (1963) Bildung von Epidet. Naturwiss., 50, 612

Wurm, A. (1925) Geologie von Bayern. 1. Teil. Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenwald. Borntraeger, Berlin

Wurm, A. (1961) Geologie von Bayern I. Borntraeger, Berlin, S. 555.

Wurm. A. (1962) Frankenwald, Fichtelgebirge und nördlicher Oberpfälzer Wald. Sammlung geologischer Führer, Bd. 41, 2. Aufl. Gebrüder Borntraeger, Berlin

Zijderveld, J.D.A. (1967) A.C. demagnetization of rocks: analysis of results. In: D.W. Collinson, K.M. Creer and S.K. Runcorn (eds), Methods in palaeomagnetism. Elsevier

Danksagungen

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München unter der Betreuung von Herrn Prof. Dr. H. Soffel angefertigt. Ihm gebührt mein besonderer Dank für die Vergabe dieses Themas, die stete Anleitung und die langjährige ständige Betreuung. Außerdem hat er mich bei der Probenentnahme unterstützt und die Arbeit auf sprachliche Mängel korrigiert.

Weiterhin bin ich Herrn Prof. Dr. G. Angenheister als Vorstand des Instituts für die Bereitstellung eines Arbeitsplatzes und der Meßgeräte zu Dank verpflichtet.

Den Mitarbeitern der Arbeitsgruppe Gesteinsmagnetismus gilt mein Dank für die freundlichen Ratschläge während der Messungen. Insbesondere waren mir die Hinweise und Vorlesungen von Herrn Priv. Doz. Dr. N. Petersen sehr wertvoll. Ihm möchte ich herzlich danken.

Der Deutsche Akademische Austauschdienst (DAAD) ermöglichte durch die Verleihung eines Stipendiums diese Arbeit. Dafür bin ich ihm sehr verbunden.

Ich muß an dieser Stelle einigen deutschen Familien meinen herzlichen Dank aussprechen. Es sind die Familien Dr. Becker, Hufnagel und Röttinger. Ohne ihre Hilfsbereitschaft und unendliche Freundlichkeit wäre das Auslandsleben meiner Familie nur trocken geblieben. Ihnen gegenüber empfinde ich tiefen Dank.

Lebenslauf

Am 27. Dezember 1946 wurde ich, In-Soo Kim, als erster Sohn des Schulleiters Seon-Kil Kim und seiner Ehefrau Jeong-Ae, geb. Park, in Gwang-Ju/Korea geboren. Dort besuchte ich von 1953 bis 1959 die Volksschule und anschließend das Gymnasium bis zum Abitur 1965.

Im Frühjahr 1965 begann ich an der Yonsei Universität in Seoul Geowissenschaften zu studieren. Das Studium wurde durch den Wehrdienst von 1967 bis 1970 unterbrochen. Im Februar 1973 schloß ich das Studium ab und erhielt den akademischen Grad "Bachelor of Science (B. Sc.) in Geology". Während des Studiums war ich in den zweiten Semestern der Jahre 1971 und 1972 "honor student" und wurde mit dem Preis des Universitätspräsidenten ausgezeichnet. In den anderen Semestern konnte ich durch gute Noten bei den Lehrveranstaltungen das Erdölexplorations-Stipendium der Erziehungs- und Industrieministerien gewinnen.

Im März 1973 begann ich das Aufbaustudium Geowissenschaften an der "Graduate School" der Yonsei Universität. Das Studium wurde durch ein Stipendium des Universitätspräsidenten gefördert und im September 1975 mit dem akademischen Grad "Master of Science (M. Sc.) in Geology" abgeschlossen.

Anschließend war ich bis Mai 1976 als wissenschaftlicher Assistent (Research Assistant) am "Department of Geology" bzw."Institute of Natural Sciences" der Yonsei Universität tätig.

Ende Mai 1976 kam ich durch ein Stipendium des Deutschen Akademischen Austauschdienstes (DAAD) in die Bundesrepublik Deutschland, um Geophysik zu studieren. Seit September 1976 arbeite ich am Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München.

Im November 1976 heiratete ich Yang-Suk, geb. Yoo, und erfreue mich inzwischen einer Tochter und eines Sohnes.